CAPITULO IV

LOS ANDES CARIBES

Aún cuando las dos cadenas principales de los Andes Peruanos traspasan directamente a los Andes Caribes, sin embargo se vuelven a presentar cambios esenciales en el sistema de montaña. Ya en el Sur del Ecuador emerge al E de la Cordillera Oriental ecuatoriana una nueva cadena que se desarrolla en Colombia en calidad de la Cordillera Oriental, al tiempo que la Cordillera Oriental del Ecuador se llama en Colombia Cordillera Central. Al pie de la Cordillera Occidental se antepone una zona costera de la cual surge una Cordillera de la Costa de bajo relieve. Pero ante todo tiene lugar, aproximadamente en los lindes del Perú con el Ecuador, un cambio de rumbo de toda la montaña. Contrastando con el giro surdeste-noroeste de las Cordilleras Occidental y Oriental del Perú, las cadenas correspondientes del Ecuador meridional corren hacia el Nordeste. SAUER publicó en 1950 un croquis tectónico de las cordilleras del Ecuador, del cual se desprende que la Cordillera Occidental en el Sur del Ecuador se compone de una serie de cadenas plegadas de corta extensión y de rumbo NE, las cuales en Ecuador central se tornan al NNE a formar un trayecto cordillerano más uniforme. Esta representación de SAUER tiene respaldo en las observaciones más antiguas de SIEVERS. Según este autor, la Cordillera Occidental surecuatoriana consta entre Ayavaca y Loja de una alternancia de pliegues erguidos, compuestos de porfiritas, tobas, esquistos arcillosos y calizas oscuras que llevan rumbo ENE hasta NE. Es decir, que tienen la misma dirección como las rocas antiguas de la sierra de Amapote del Norte del Perú que se perciben, según TSCHOPP, hasta la región de Machala, situada en el pie de la Cordillera Occidental del Ecuador meridional. Evidentemente, presenciamos otra vez el acomodamiento de los pliegues jóvenes a estructuras antiguas del subsuelo. Hemos visto que también en el Norte del Perú los pliegues más occidentales de la Cordillera Occidental comban más fuertemente al Oeste y hemos hecho el ensayo de explicar este cambio de rumbo a base de amoldamiento a estructu-

ras del Paleozóico Superior. Por lo tanto hay la apariencia de que el cambio de rumbo de los pliegues de la Cordillera Occidental entre el Norte del Perú y el Sur del Ecuador, en dirección más occidental, tenga que ver con una convergencia de pliegues, motivada por estructuras del subsuelo más profundo con direcciones diferentes y edad mayor.

Mientras que de esta manera los pliegues de las Cordilleras Occidentales del Norte del Perú y del Sur del Ecuador se encuentran en ángulo recto hasta agudo, las dos Cordilleras Orientales en asocio de sus zócalos antiguos de rocas intrusivas y metamórficas se enlazan en forma más bien curva. La masa mediante del Norte del Perú que separa las dos cordilleras se vuelve más y más angosta hacia la frontera y se sustituye en el Ecuador por una depresión de tipo de foso que en este país separa las dos cordilleras. A la Cordillera Occidental del Ecuador se antepone hacia el Océano Pacífico otra zona costera que contemplaremos en primera instancia.

1) La zona costera del Ecuador y la Cordillera de la Costa del Norte de Colombia.

La zona costera del Ecuador es la continuación Norte del retazo costero del Norte del Perú formado de estratos terciarios, pero está separada de éste por el hundimiento del Golfo de Guayaquil. También en el Ecuador la zona costera está compuesta prevalentemente de depósitos terciarios y de ~~cubiertas~~ coberturas más jóvenes; entre los terciarios sin embargo asoman en muchos sitios rocas del Cretáceo. El subsuelo antiguo solo aflora en dos sitios del estuario de Guayas al Sur de Guayaquil, a saber en Punta de Piedra y, a veinte kilómetros al Oriente de dicha punta, en los Cerros de Masvale, donde asoman esquistos arcillosos filíticos y areniscas metamórficas. Presumiblemente, como sucede en el Norte del Perú, se trata de sedimentos metamóficos paleozóicos, de modo que en lo referente a constitución geológica, la zona costera del Ecuador corresponde en lo esencial a la del Norte del Perú. El terreno costero avanza en este país tanto al W como lo hace la península de Amotape en el Norte del Perú; se pueden distinguir en él dos regiones de distinta cons

titución geológica. La oriental abarca desde el pié de la Cordillera Occidental hasta el borde W del ~~bajo~~ terreno del río Daule y forma el "~~dintel~~ umbral de Daule" de TSCHOPP. Probablemente se trata de la parte más estable de la zona costera que todavía era alta durante el Terciario Inferior y no pudo ser invadida por el mar. A principios del Terciario Superior, el dintel se hundió y el mar mioceno avanzó sobre ella. Más tarde, al final del Terciario sufrió un movimiento de gozne mediante el cual los estratos miocenos del lado occidental fueron levantados y expuestos a la erosión, mientras que la parte oriental situada contra el pié de la Cordillera, se hundía y se volvió la cuenca receptora de los productos de erosión de la montaña emergente. La gleba del Daule está separada en el SW por los cordones de los cerros de Chongón y de Colonche del propio borde costero, divididos en numerosas glebas irregulares. Generalmente, las glebas han sido ladeadas al SW o al W, dando lugar a que en el borde alto asomen el Cretáceo bajo el Terciario y formen los relieves altos aludidos. Pero el Cretáceo también aflora en la punta de la península de Santa Elena y vuelve a presentarse en la parte Norte de la costa en los cerros de La Hoya, Jama y Cuaque. Se trata principalmente de depósitos del Turoniano y del Senoniano, debajo de los cuales todavía asoman en algunos puntos las porfiritas del Cretáceo Inferior. Megafósiles (Inoceramus) solo se han hallado en el Cretáceo Superior al NW de Guayaquil y al pie de la Cordillera Occidental. Solo con el auxilio de la microfauna pudo THALMANN separar los estratos turonianos del Callo con Globutruncana renzi CUSHM de los estratos senonianos del Guayaquil con Siphogenerinoides clarki CUSHM. Aquellos consisten en esquistos arcillosos silíceos y areniscas silificadas de orígen tobáceo y en éstos la silificación todavía aumenta y frecuentemente se hallan intercalaciones de franjas lidíticas. Este desarrollo del Cretáceo Superior es esencialmente diferente de los depósitos neríticos, ricos en fósiles de la Sierra de Amotape y Silla de Paita del Norte del Perú y se aproxima bastante al desarrollo de la facies en la Cordillera Occidental de Colombia. En las rocas piroclásticas de la serie yacente de Piñón que se hallan en los desfiladeros orientales de los cerros de Chongón, en Pascuales, ha penetrado un plutón granítico.

El Terciario del Oeste del Ecuador está sometido a un cambio repetido de facies, semejante al del Norte del Perú, pero en los pormenores la secuencia de los estratos es bastante diferente. Sedimentos del Paleoceno, posiblemente también del Daniano, los pudo comprobar THALMANN con el auxilio de microforaminíferos en los cerros de Estancia en la costa suroccidental y en perforaciones de la península de Santa Elena (esquistos de San José). La sedimentación marina por lo tanto tampoco en la costa ecuatoriana sufre interrupción en el límite Cretáceo-Terciario. El Eoceno Inferior de la península de Santa Elena está representado por la Arenisca de Ancón y el Eoceno Medio transgrede en Guayaquil y en los cerros de Chongón con calizas de orbitoides y lithotamnium sobre el Cretáceo Superior inclinado. El orogénesis en la Cordillera Occidental, del límite Cretáceo-Terciario, en apariencia solo se manifiesta localmente, tal como en el borde del ~~dintel~~ umbral del Daule mediante posición inclinada ~~en~~ contra fallas, pero resulta difícil conceptuar que en los cerros de Chongón y Colonche sean una rama de la Cordillera Occidental que se desprende hacia el NW. La sedimentación marina de estratos neríticos que solo se interrumpe pasajera y localmente a causa de depósitos distantes de la costa, arcillosos y ricos en foraminíferos, se sostiene hasta el límite del Eoceno con el Oligoceno. Se presentan ahí estratos con bivalvas (Thyrasira, Pleurophopis y otras) y radiolarios que denuncian agua más fría y más profunda y que se hallan separados en el espacio por depósitos contemporáneos que contienen una fauna ligeramente salobre de moluscos (Hannatoma, Ampullinopsis), lo cual bien se puede explicar por diferencias considerables de profundidad (1). La fauna salobre y las areniscas con restos de plantas inician un disecamiento pasajero en el Oligoceno más antiguo, semejante al que pudimos hacer probable con respecto al Norte del Perú. Fue motivado por movimientos renovados en el espacio costero y, en contraposición al Perú, estuvo acompañado en el Ecuador por procesos volcánicos. Silos de rocas doloríticas e intrusiones de dacita (cerro Bravo y otros) están restringidos al Terciario In-

(1) STAINFORTH quiere referir la presencia de esta fauna a una corriente marina fría, una especie de predecesora de la corriente de Humboldt. Sin embargo exactamente la misma asociación de fauna se halla también en Trinidad y en Colombia donde difícilmente se puede explicar por corriente fría.

ferior de la zona costera. Mientras que el mar no vuelve en el Sur sino hasta el Oligoceno Superior, y su transgresión está demarcada por discordancias locales en la base, en el Norte de la zona costera, así en la provincia de Esmeraldas, no ~~tuvo lugar~~ hubo interrupción alguna de la sedimentación marina en el Oligoceno. Los depósitos del Mioceno actualmente están conservados sobre todo en el ~~dintel~~ umbral del Daule como también en la cuenca de Progreso entre los cerros de Chongón y Estancia los cuales pueden haber sido islas que sobresalían del nivel del mar del Terciario Superior. En lo demás, el Mioceno de la costa Sur ha sido mayormente presa de la erosión en los tiempos más recientes. En cambio, en Esmeraldas, el Mioceno está representado por esquistos con foraminíferos, ricos en material tobáceo cuya fauna paulatinamente se vuelve salobre hacia arriba. En la región de Daule y en la cuenca del Progreso se depositaron en el Plioceno estratos de moluscos salobres. Mientras que en estas regiones el hundimiento perduró hasta tiempos muy recientes, el borde costero sufrió un solevantamiento general.

En Colombia, la zona costera se entrecha más y más a raíz de rupturas en la costa del Pacífico y el Tercierio no se halla muy ~~solevantado~~ alzado, razón por la cual, en el Sur de Colombia solo llegan a la superficie depósitos miocenos. En Nariño, la zona terciaria todavía es relativamente ancha, pero está cubierta ampliamente por rellenos jóvenes entre los cuales se halla mucho material volcánico. Más al Norte, en el Departamento del Cauca, la costa vuelve a retroceder al Este y el Mioceno rico en fósiles de la llamada formación del Pacífico solo forma una franja angosta de cerros bajos en el pié de la Cordillera Occidental. Al Norte de Buenaventura, esta zona costera se extiende al plano bajo con aspecto de foso que separa las Cordilleras Occidental y de la Costa. En esta parte meridional, ella está drenada por el río San Juan que se dirige al Pacífico al NW de Buenaventura. En la parte septentrional, el plano húmedo del río Atrato desagua hacia el golfo de Urabá del mar Caribe, de modo que la división de aguas, entre el Pacífico y el Atlántico se halla a escasa altura en un terreno bajo.

Al N del codo que hace el río San Juan al voltear hacia el Pacífico, la cadena interior de la Cordillera de la Costa se yergue encima del Terciario Superior costero. Ella aumenta hacia el N paulatinamente de altitud y continúa hacia el istmo de Panamá, cambiando de rumbo al NW. Ella consta de dos cadenas de mediana elevación, entre las cuales la oriental, en su término Sur, vuelve a partirse en dos brazos por la interposición del valle longitudinal del río Baudó. La cadena occidental emerge del mar en la punta terrestre de Garachiné del istmo de Panamá y se prolonga como cadena costera a punta Cruces en el Norte de Colombia, allende la cual vuelve a sumergirse bajo el mar. Más hacia el Sur, se conservan restos del flanco oriental de la cadena en la península de Cabo Corrientes, al N y S de la población de El Valle. Además la isla Gorgona, situada mar afuera en el Sur, obedece a un asomo de la prolongación meridional hundida de esta cadena. Sobre la constitución de la cadena oriental de la Cordillera de la Costa que se conserva en toda su extensión, hay una serie de observaciones de HUBACH en relación con un informe sobre la posiblidad de un canal interoceánico, utilizando el río Atrato y su afluente izquierdo, el Napipí. En los nacimientos de este río, la división continental de aguas solo se halla a unos dos kilómetros de la costa del Pacífico, dado que la cadena occidental de la Cordillera de la Costa ha sido sumergida por hundimientos jóvenes. Las observaciones de HUBACH se complementan con una sección geológica por la Cordillera que SHAW y MITCHELL han levantado en la misma región. (Fig. 40, ver J. W. GREGORY, The Structure of Asia, London 1929). Los estratos más antiguos de la cadena interior costera fueron interpretados erróneamente por HUBACH como Cretáceo Superior, según un afloramiento en el río Mequerá, afluente Sur del Napipí. La serie de Mequerá consta de una alternancia de esquistos arcillosos y areniscas, intruídos en las vertientes del Napipí por basalto que provocó la silificación fuerte de aquellos. Sobre esta serie transgrede en el Este la serie del Napipí con más de 1000 m de espesor y con un conglomerado basal calcáreo que lleva guijos de la roca basáltica. Ella consta ante todo de material tobáceo que en parte está silificada y tiene intercalaciones de areniscas glauconíticas con foraminíferos. Los estratos han sufrido fuertes dislocacio

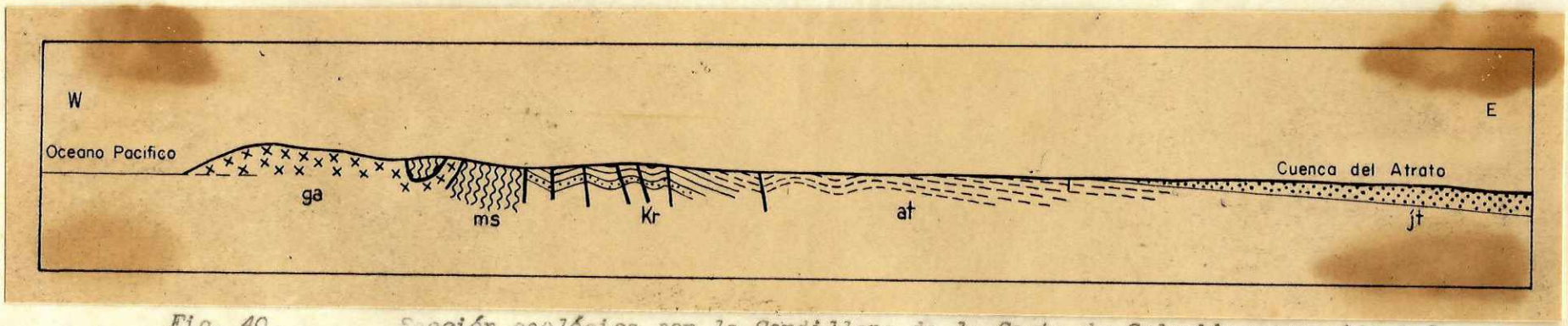


Fig. 40. *Sección geológica por la Cordillera de la Costa de Colombia noroccidental, según SHAW y HUBBARD, en GREGORY: Structure of Asia.*

ga= roca eruptiva básica (? gabbro); ms= Esquistos metamórficos; kr= Cretáceo; at=Terciario inferior; jt= Terciario superior.

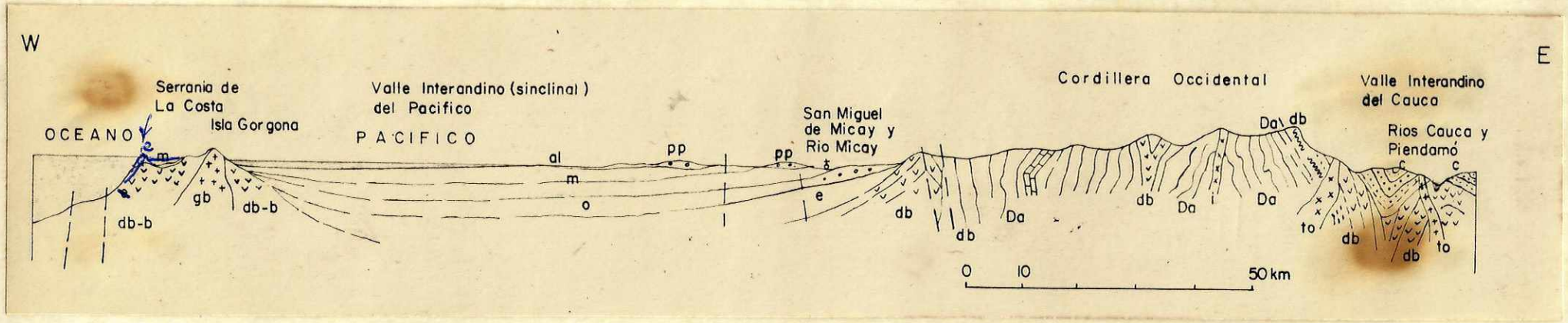


Fig. 41 *Sección geológica preliminar entre la isla Gorgona y el valle interandino del Cauca, a los 3º lat. N: SW de Colombia, según HUBACH.*

Al = Limo reciente de manglares; pp = Gredas y cascajos pleisto-pliocenos, Formación de Guapí; m = Mioceno; o = Oligoceno; e = Eoceno; c = Grupo del Cauca, Eoceno p.p., Oligoceno y Mioceno inferior?; db = Grupo Diabásico, Cretáceo-Paleoceno; da = Grupo más o menos metamórfico del Dagua, Juratriásico?; db-b = Diabasas y basaltos de la Gorgonoa, todo Terciario?; gb = Gabbro terciario (Gorgona); i = Roca intrusiva metamórfica, cretácea; to = Tonalitas terciarias.

nes y HUBACH los emplaza en el Terciario Inferior. Más hacia el Este o sea contra el curso bajo del río Napipí, la serie está superpuesta concordantemente por la serie del Pacífico, de edad miocena, que en parte corresponde al piso de Gatum de Panamá. La parte inferior es arcillosa con lechos y lentes de arcilla siderítica e interposiciones de arenisca que tienen foraminíferos y moluscos. En la parte superior prevalecen areniscas ~~que contienen~~ con impresiones de hojas en Buenaventura. El Terciario Inferior está solo perturbado poco y buza suavemente hacia el terreno bajo del Atrato. La cadena occidental de la Cordillera de la Costa todavía se conoce menos que la cadena oriental, estimándose que su constitución sea semejante. Los estratos de la parte Sur de Cabo Corrientes, entre ellos esquistos metamórficos y calizas cristalinas (La Cuevita), fueron interpretados por HUBACH como cretáceos (véase apéndice 1,pag...). Este Cretáceo fuertemente plegado, encontrado el Terciario Inferior y el Terciario Superior suavemente plegado que siguen discordantemente encima, indican que también en la región costera hubo varias fases de movimientos en el Terciario. Su parcelación y solevantamiento en forma de glebas inclinadas al Este, la Cordillera de la Costa no ocacció sufrió sino hacia el final del Terciario. Las depresiones entre las cadenas están formadas por partes hundidas de las glebas de gozne. Dentro de ellas, el Terciario está conservado con un espesor mayor.

La isla Gorgona, en su calidad de extensión Sur de la Cordillera de la Costa, se conoce en un estudio que en 1925 hizo HUBACH. Las rocas más antiguas que asoman en la isla, también son esquistos fuertemente silificados que se manifiestan típicamente en la Gorgonilla que es el apéndice SW de La Gorgona y se asemejan a rocas similares del curso alto del Napipí cuya edad se estima cretácea en vista de los sedimientos lidíticos. Allá como aquí, los sedimentos están intruídos por gabbro y basalto. El bajo que separa las dos islas es un sinclinal terciario cuyo borde oriental, o sea el extremo occidental de La Gorgona está separado de las rocas lidíticas por una roca intrusiva al parecer ultrabásica. Según esta determinación es prácticamente seguro que la Cordillera de la Costa realmente llegaba en el Pacífico hasta el Sur de Colombia, pero es

difícil determinar si combinaba con los sedimentos cretáceos de la zona costera del Ecuador.

De 1950 data una descripción importante de A. GANSSER sobre la isla Gorgona, acompañada de una carta geológica que revela una subdivisión más prolija de los sedimentos terciarios. El estudio contiene además, una descripción pormenorizada de rocas eruptivas básicas. Los sedimentos solo aparecen en la parte Oeste de La Gorgona, en la isla Gorgonilla y en dos islotes entre ambas. Ellos están compuestos de areniscas calcáreas fosilíferas del Mioceno Superior y de arcillas finamente arenosas con areniscas y bancos de conglomerados en la parte inferior. Estos contienen, aparte de guijos de rocas silíceas, otros provenientes de las rocas básicas de la isla principal. El Oligoceno está representado por esquistos arenosos silicosos con radiolarios y foraminíferos. El Eoceno Superior que fue confundido por HUBACH con el Cretáceo, solo se identificó en la pequeña isla del Viudo, al SW de la Gorgonilla. Consta de esquistos silíceos, tobáceos con radiolarios cuya base tiene areniscas calcáreas con Lepidocyclina peruviana. Las eruptivas básicas que forman el grueso de las islas Gorgona y Gorgonilla, se componen de rocas efusivas que GANSSER juzga por su estructura ofítica como diabasas y que van acompañadas de tobas. Además es frecuente el gabbro augítico y en algunos sitios se observó peridotita augítica. También GANSSER supone que la Cordillera de la Costa vuelve a surgir en el grupo de islas de La Gorgona, después de estar hundida al Sur de Cabo Corrientes. En este cabo, GANSSER encontró calizas de algas del Oligoceno Medio, así como liditas con cornubianitas rojas y verdes que él coloca en el Paleoceno. Ellas son más jóvenes que las rocas eruptivas que constan aquí de diabasa, gabbro y también de basaltos y doloritas. Los estratos del Oligoceno Superior al N del Cabo Corrientes ciertamente llevan muchos componentes piroclásticos, pero no fueron intruídos por rocas básicas. Mientras que los gabbros y las diabasas, a igual que en la Gorgonilla, probablemente tienen edad equivalente al Eoceno Superior, los basaltos evidentemente solo aparecen en el Oligoceno. Según GANSSER, la prolonga-

ción de la Cordillera de la Costa al Sur de la isla de Gorgona tampoco ha de buscarse en los cerros de Chongón y Cloche de la faja costera del Ecuador occidental. Más bien considera factible que vuelva a asomar en la península de Santa Elena donde las rocas silíceas del Cretáceo y del Paleoceno están intruídas por diabasa y dolerita.

El límite entre Colombia y Panamá sigue por un ~~levantamiento~~ alzamiento transversal que une la Cordillera de la Costa con la cadena caribe, del istmo. El ~~levantamiento que~~ alzamiento forma la división entre el terreno bajo del Atrato y la depresión mediana del ~~itsmo~~ istmo y consta de copos de andesita que se levantan hasta más de 1000 m. En el curso superior del río Salaquí que fluye al Atrato, según TERRY (SCHUCHERT, 1935), aparecen sobre la pendiente de la cadena costera interior esquistos con foraminíferos de la serie de Napipí, superpuestos de andesitas y subyacidos por calizas con una fauna de orbitóides del límite del Oligoceno.

OLSSON supuso en 1932 que el Terciario de la zona costera del Perú, del Ecuador, del Sur de Colombia y del bajo del Atrato hubiesen sido depositados en un brazo marino estrecho, limitado al E por la Cordillera Occidental y al W por un "borderland" hipotético cuyo límite oriental estuvo formado por la Cordillera de la Costa en el Norte de Colombia. Para este brazo de mar, OLSSON ha introducido la expresión "Geosinclinal" de Bolívar"; poco afortunada ~~para este caso de un brazo marino angosto~~ y supuso que por este brazo hubo un intercambio activo entre los Océanos Atlántico y Pacífico, principalmente en el Terciario Superior. Recientemente, NYGREN recogió la suposición de OLSSON, tratando de respaldarla con los resultados de estudios más recientes suyos y de otros sobre el Terciario del espacio del "geosinclinal de Bolívar". Infortunadamente, los resultados de esta investigación solo se publicaron resumidamente en un cuadro, según el cual el material para la sedimentación en el brazo marino había provenido prevalentemente del Oeste, ~~el~~ entanto ~~que~~ en el Terciario Superior principalmente afluyó del Oriente. Pero no se informa en qué se diferencian los materiales del Oeste y del Este, siendo

que rocas eruptivas básicas y sedimentos silícesos se hallan tanto en la Cordillera Occidental como en la de la Costa, de modo que una diferenciación en cuanto a la procedencia del material sedimentario debe ser muy difícil. Es posible que durante el Terciario Inferior, la Cordillera de la Costa haya sobresalido del nivel marino en la forma de una hilera de cerros isleños de orígen volcánico, superpuestos a un lomo submarino. De esta manera ella pude haber suministrado material sedimentario al mar marginal del bajo del Atrato. Pero en el Terciario Superior, durante el Mioceno Inferior, se depositaron arcillas con foraminíferos. Ellas han sido ~~elevadas~~ alzadas hoy en día ~~sobre~~ en el flanco oriental de la cadena costera interior, pero no dan a conocer hacia el W transición alguna a sedimentos clásticos costeros.

En su forma actual, las cadenas costeras evidentemente deben su ascenso del mar a movimientos del final del Terciario. En el Ecuador, las condiciones de facies del Terciario Inferior ya hablan en contra de la existencia de tierra firme en el Oeste. STAINFORTH ha llamado la atención hacia el hecho de que los depósitos con radilarios que en parte llevan moluscos de agua más profunda, están restringidos a la parte occidental de la zona costera, estando reemplazados tierra adentro por sedimentos neríticos. Con respecto a los depósitos terciarios de la costa tanto del Ecuador como de Colombia, según la constitución de los sedimentos y de su fauna, se trata de transgresiones repetidas del Oceáno Pacífico. Este tuvo en el istmo de Panamá un enlace ámplio con el mar Caribe que duró hasta el fin del Mioceno. Su costa oriental equivalía a la Cordillera Occidental y a lo largo de la faja nerítica de esta zona hubo un intercambio entre las faunas de moluscos de los dos océanos.

BIBLIOGRAFIA

HUBACH, E. Apreciación de los proyectos de canal interoceánico por el Napipí y el Truandó, según puntos de vista geológicos. Bol. Minas y Petróleos. 3, 13, Bogotá 1930.

MYGREN, W. R. — Bolívar geosyncline of northwestern Southamerica. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 34,10, 1950.

OLSSON, A. A. — The Peruvian Miocene. Bull. Amer. Pal. 19, Ithaca 1932

STAINFORTH, R. M. — Applied micropaleontology in coastal Ecuador. Journ. Pal. 22, 2, 1948.

THALMANN, H. E. — Micropaleontology of upper cretaceous and paleocene in Western Ecuador. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 30, 3, 1946.

TSCHOPP, H. J. — Geologische Skizze von Ecuador. Bull. Schweiz. Petrol. Geol. und Ing. 15, Basel 1948.

2. LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL ECUADOR Y DE COLOMBIA, Y SU VIRGACION

Hasta la última guerra mundial, nuestro conocimiento de la constitución geológica de las cordilleras en el Ecuador, se basaba todavía esencialmente en la obra resumida de TH. WOLF del año 1892. Tan solo en los últimos años, las investigaciones de la geología petrolífera han aportado una ampliación considerable de nuestros conocimientos, acerca de los cuales TSCHOPP, 1948 ha elaborado una exposición compilada (fig. 42). Ya WOLF se había dado cuenta de que la Cordillera Occidental consta esencialmente de rocas volcánicas cretáceas; este concepto ha recibido plena confirmación por las investigaciones recientes. La Cordillera Occidental está conformada de tres grupos de estratos que ya hemos conocido del Cretáceo de la zona costera. Como los estratos de la Cordillera Occidental se hallan conturbados y no han dado a conocer hasta ahora sino microfósiles en contados sitios, la delimitación de los grupos todavía ocasiona dificultades. El grupo más antiguo, llamado serie de Piñón y formado de las lavas profití-

ticas y de sedimentos piroclásticos, sobre todo está desarrollado a lo largo del pie oeste de la Cordillera Occidental y puede representar sustancialmente el Cretáceo Inferior. Las partes más altas de la cordillera están constituídas por esquistos silíceos, areniscas cuarcíticas y rocas eruptivas de la serie de Callo, la cual, según se ha visto por hallazgos de fósiles de Inoceramus en la zona costera, corresponde al Cretáceso Superior antiguo. La parte oriental de la cordillera que se inclina suavemente hacia el terreno interandino alto, está formado de conglomerados, areniscas y esquistos arcillosos, con intercalación local de bancos o lentes de caliza. Esta serie de Yunguilla, lleva una fauna de foraminíferos con Siphogenerinoides, semejante a la de la serie de Guayaquil de la orla costera, de modo que le corresponde la misma edad del Senoniano Superior. Según TSCHOPP, los estratos marinos de la formación de Yunguilla traspasan hacia el W a una serie de estratos rojos que constan de esquistos arcillosos abigarrados, areniscas y conglomerados con algunos lechos de toba. Los atraviesan diques de porfirita, y, en los conglomerados de la base, se hallan rodados provenientes de la serie de Callo, debiendo suponerse por lo tanto, que existía una discordancia transgresiva en la base de los estratos de Yunguilla. Especialmente en los grupos de estratos más antiguos que mencionamos, aparecen algunos plutones de granito, que, en lo conocido, no han ejercido sino un metamorfismo débil en las rocas encajantes. Según SHEPPARD, al W de Guaranda, en la falda poniente de la Cordillera Occidental, se manifiesta un plutón grande de granito; TSCHOPP se inclina a adscribir una edad cretácea tardía o infraterciaria a esta intrusión. AUBERT DE LA RUE, 1948, menciona de la Cordillera Occidental del Ecuador intrusiones básicas, gabbro y peridotita, transformada ésta en la serpentina de la carretera de Quito a Santo Domingo de los Colorados. El valle de Guaranda está rellenado de lavas y tobas neovolcánicas bajo las cuales emergen rocas erguidas de la formación de Yunguilla que forman la división de aguas hacia el terreno interandino alto. La aparición de las rocas más antiguas en el pie occidental y la de rocas más recientes a la altitud del borde oriental de la cordillera, como también el buzamiento oriental fuertemente observado por TSCHOPP, inducen a suponer que toda la cordillera es una gleba invertida al E. Frente a este movi-

miento, el plegamiento y la compresión en veces fuerte de los estratos dentro de la gleba, aparecen como un proceso secundario.

La Cordillera Occidental del Ecuador traspasa directamente a la Occidental de Colombia. No lejos de la frontera, CROSSE cruzó la cordillera en el valle del río Guabo que es el curso superior del río Mira que desemboca en el Pacífico al Sur de Tumaco. Este corta casi completamente la cordillera y su división de aguas con los afluentes del Patía que cruza la Cordillera Occidental más al Norte en un estrecho valle transversal, se halla típicamente en el lado oriental de la cordillera, a unos 3000 m de altitud. La división está formada de una cobertura producida por los volcanes jóvenes que están puestos sobre el flanco E de la cordillera y que son los volcanes de Chiles y Cumbal. En la sección geológica transversal del río Guabo, tanto el flanco oriental empinado de la Cordillera Occidental como también la parte baja de su flanco occidental están sepultados bajo tobas y aglomerados andesíticos, y solo en el curso superior de dicho río, las rocas mesozóicas están a la vista. Estas otra vez se componen de lavas profiríticas, aglomerados y tobas, dentro de los cuales hay intercalaciones mayores de esquistos arcillosos. Están ~~rocas~~ intruídas por un plutón diorítico que convirtió los sedimentos de contacto en cornubianita. Más al N, a ambos lados del estrecho del río Patía, CROSSE tuvo oportunidad de ver una sección más completa de las rocas estratificadas de la pendiente E de la Cordillera Occidental. Llamó la atención hacia la posibilidad de que estas rocas pudiesen ser del Cretáceo en estado más o menos metamorfizado, pero en el mapa del foso del Patía, en vista de la ausencia de fósiles, las caracterizó como paleozóicas (formación de Chita). Siendo conocidos los sedimentos del Cretáceo Superior del Ecuador, difícilmente cabe duda de que también en la margen del sector colombiano de la Cordillera Occidental, las rocas en cuestión son de la misma edad. CROSSE diferenció cuatro grupos de estratos de Chita, entre los cuales el más antiguo consta de esquistos silíceos negros y liditas. El siguiente grupo está formado casi exclusivamente de porfiritas y tobas aglomeráceas que han adquirido un estado esquistoso metamórfico. Encima están lechos de esquistos arcillosos abigarrados de consistencia silícea hasta filítica que terminan arriba con cuarcitas de color claro. El grupo más joven se compone de

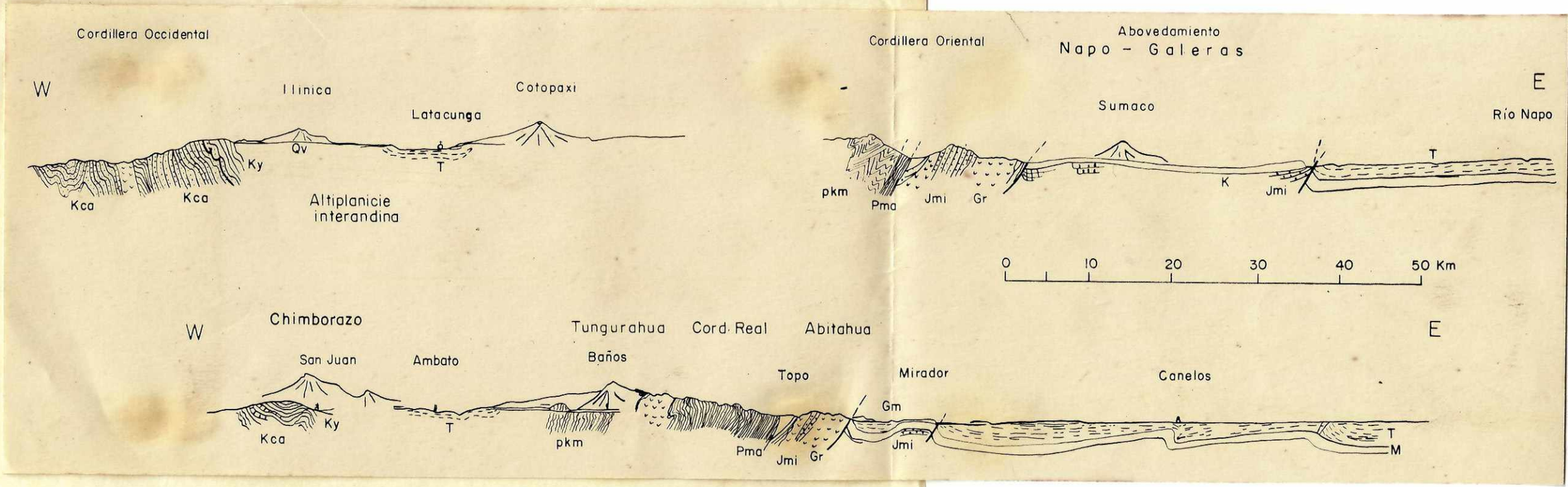


Fig. 42 *Sección geológica por las cordilleras del Ecuador, según TSCHOPP.*

Qm = Mesa en el pié E de la cordillera; Qu = volcánes jóvenes; T = Terciario; Ky = Formacion Yunguilla (Maestrichtiano); Kca = Formación Callo (Cenomaniano-Senoniano) en la Cordillera Oriental (Formaciones Tena, Napo y Hollín); gr = Granodiorita del Cretáceo; Imi = Formaciones Misahualli-Chapiza (Jurásico); Pma = Formación Margajitas (Paleozoico); pkm = Esquistos cristalinos e intrusivas .

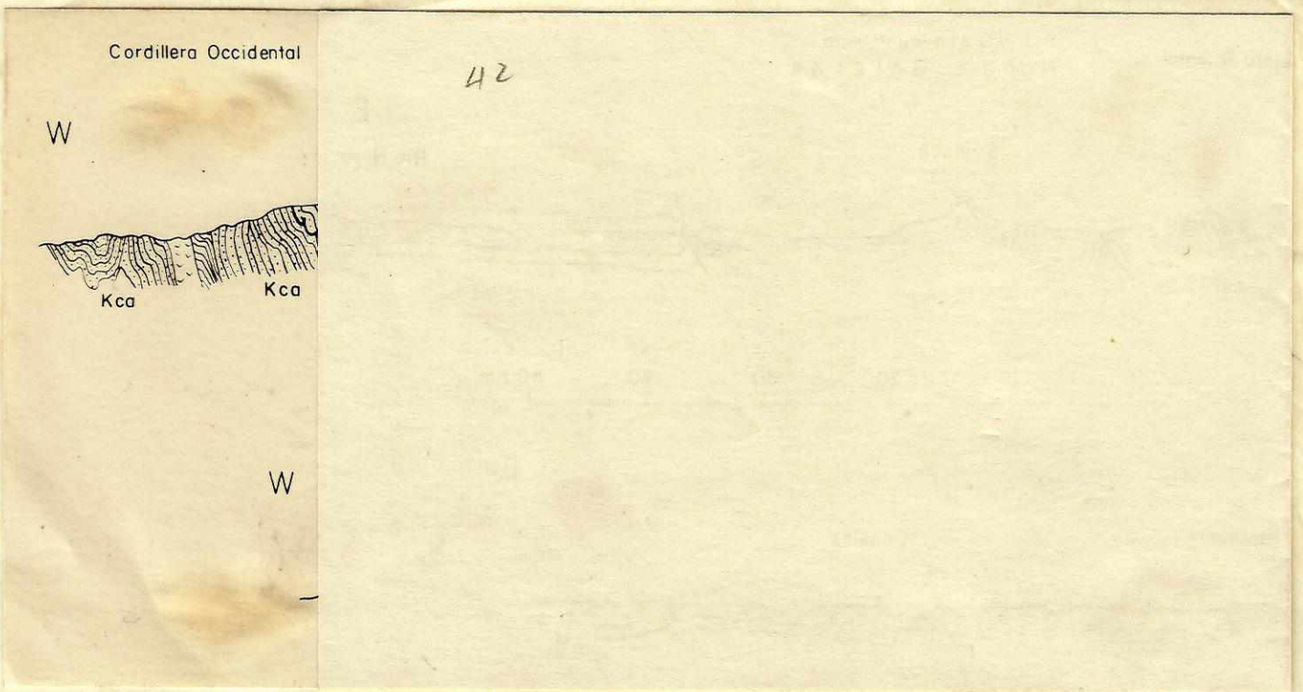


Fig. 42 *Sección geológica por las cordilleras del Ecuador, según TSCHOPP.*

Qm = Mesa en el pié E de la cordillera; Qu = volcánes jóvenes; T = Terciario; Ky = Formacion Yunguilla (Maastrichtiano); Kca = Formación Callo (Cenomaniano-Senoniano) en la Cordillera Oriental (Formaciones Tena, Napo y Hollín); gr = Granodiorita del Cretáceo; Imi = Formaciones Misahualli-Chapiza (Jurásico); Pma = Formación Margajitas (Paleozoico); - phm = Esquistos cristalinos e intrusivas .

Conviene colocar esta seccion adelante, en donde se trata del Norte de Colombia.

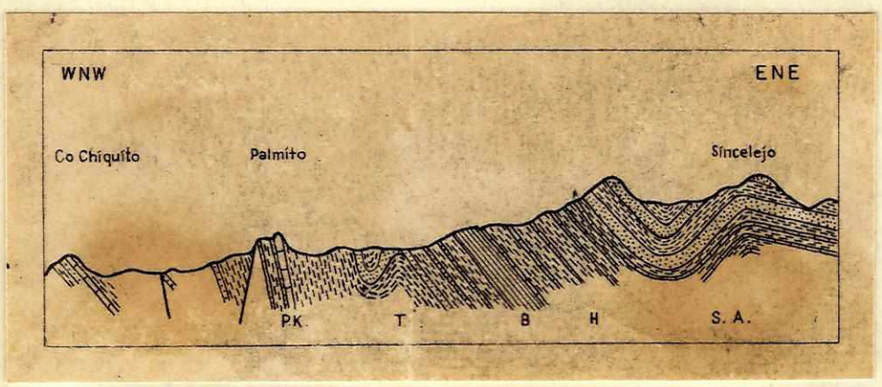


Fig. 43 *Sección geológica por las estribaciones N de la cadena de San Jerónimo en la región de Sincelejo, según BECK.*

PK = Caliza de Palmito; T = Arenisca y esquisto de Tofeme; B = Esquistos Bombo, Oligoceno; H = Arenisca calcárea Huertas; SA Arenisca de - San Antonio, Mioceno

esquistos arcillosos gris oscuros que localmente también tienen carácter filítico. Una comparación con el desenvolvimiento en el Ecuador indica que los dos grupos inferiores equivalen a la serie de Callo y los dos superiores a la serie de Yunguillo en ese país. Los estratos acostumbran buzar hacia Oeste con 50 hasta 70º. Dicho buzamiento occidental difiere del oriental que se conoce en el Ecuador; esto mismo explica la pendiente fuerte de la condillera contra el foso del Cauca-Patía y el declive más suave hacia el Océano Pacífico. En contraposición al sector ecuatoriano de la Cordillera Occidental, el colombiano equivale a una gleba inclinada al Oeste.

Más al Norte existe un breve informe de AUBERT DE LA RUE, quien visitó, a medio grado de latitud al Sur de Buenaventura, los valles de los ríos Yurumanguí y Naya del flanco W de la Cordillera Occidental. Según estos datos, dicho flanco está compuesto a esa latitud por esquistos arcillosos negros, piríticos, por filitas verdosas y violáceas y por cuarcitas. Dentro de los sedimentos han penetrado granitos biotíticos, dioritas, monzonitas y gabbros que los transformaron frecuentemente en esquistos andalusíticos y estaurolíticos. Entre los rodados de los ríos, AUBERT DE LA RUE también ha encontrado neis cordierítico, anfibolitas y pegmatita turmalínica, rocas que pudieran hablar en favor de una denudación del basamento en las partes altas de la cordillera, si es que no provieen de conglomerados o cascajos más jóvenes. A lo largo del ferrocarril de Cali a Buenaventura, STUTZER cruzó la Cordillera Occidental, y HUBACH compiló una sección de estas observaciones y de las suyas. Se desprende de ahí que la Cordillera Occidental consta de dos cadenas, o sean la occidental formada por los cerros de Dagua que va atravesada por el curso inferior del río Dagua, y la oriental o cadena principal que sigue más al Oriente y está separada de aquella por el valle longitudinal del río Dagua. La cadena occidental está compuesta de esquistos arcillosos, en parte margosos y silíceos; intensamente plegados y subplegados en zig-zag. Los sedimentos han sido penetrados por abundantes rocas eruptivas básicas e intermediarias. El valle longitudinal de la población de Dagua ha sido motivado por una dis-

locación, a la cual se debe el solevantamiento de rocas eruptivas de tipo diabásico. Más hacia el Este, contra la creta principal, surge en otra dislocación un nivel inferior a la estructura cordillerana dentro de cuyas rocas diabásicas penetraron plutones extensos de rocas dioríticas. Ellas forman, cerca del pie del foso del Cauca, la división continental de aguas. En la escarpa que limita con el foso, están sobrepuestas de areniscas y arcillas esquistosas de la formación carbonífera del Cauca, de edad terciaria.

Sobre la Cordillera Occidental no aparecen informaciones sino mucho más al Norte, de HUBACH, referentes al espacio de la virgación inicial de la misma. En su borde occidental (río Murrí hasta el E de Quibdó), se presentan sedimentos del Terciario Inferior, rocas - diabásicas atribuídas al Cretáceo, intrusiones ultrabásicas al parecer infraterciarias, dioríticas, andesíticas y basálticas que pueden corresponder al Oligoceno y al Mioceno. Hacia el interior de la Cordillera Occidental, ellas limitan en general con los esquistos arcillosos ligera hasta medianamente metamórficos, incluídos por TULIO OSPINA (1911) y R. SCHEIBER (1935) a su sistema provisional Juratriásico y recubiertos en partes (Frontino) por sedimentos lidíticos y lavas diabásicas que corresponden al Cretáceo. Además se hallan valles longitudinales circunscritos a los 7º lat. N con remanentes del Terciario, como el que se desarrolla al S de Dabeiba (conglomerados, areniscas y arcillas del tipo oligo-mioceno de la formación carbonífera de Antioquia) y el de Cañas Gordas que parece estar formado del Terciario Inferior. Estos valles se prolongan intermitentemente hacia el Sur, así el del río Pabón (cabecera S del Murrí) qué continúa hacia El Carmen; sus sedimentos (conglomerados, etc.) equivalen litológicamente a la formación de Antioquia y no al Juratriásico. Hay por lo tanto indicios de una subdivisión longitudinal terciaria en la parte Norte de la Cordillera Occidental. Al virgar la Cordillera hacia el Caribe, el "Juratriásico" y el probable Cretáceo en facies prevalentemente sedimentaria (liditas, esquistos arcillosos silíceos, calizas y areniscas cuarcíticas) van hundiéndose y recubriéndose hacia el Norte, a medida que se abre la digita

ción , con Terciario Inferior. Como ala oriental de la virgación pue de considerarse en la práctica la baja y ondulosa serranía de San Jacinto que sigue hacia Barranquilla, constituída de depósitos complejos del Terciario Inferior con ocasionales afloramientos del Paleoceno y del Senoniano, transgredidos por el Mioceno. Al Oeste sigue el valle morfológico del Sinú, comprendido entre la serranía de San Jacinto y la serranía de Abibe, cuyo fondo pando también está formado por sedimentos infraterciarios, ya más sencillamente desarrollados. Hacia el Sur, el terreno se levanta y está principalmente formado de sedimentos mesozóicos, incluso el Juratriásico. La serranía de Abibe que es el ramal central de la virgación y que no se manifiesta claramente sino al N de los 7º lat. N, por su parte comienza a digitar a esta latitud y consta de ahí al N de sedimentos marinos oligomiocenos con fases paludales en el Oligoceno (carbón), a los cuales se agregan en la parte oriental sedimentos arcillosos fuertemente esquistosos y cuarcitas que representan el Terciario Inferior, incluyendo el Paleoceno. Al oeste de Abibe, el ala occidental de la digitación de la Cordillera Occidental se halla un tanto modificada debido a que el sector que enlaza el flanco poniente con la serranía Caribe de Panamá está hundido al Norte del curso inferior del río Sucio (afluente del bajo Atrato) bajo la planicie cenagosa del bajo Atrato y del río León. Sin embargo hay cerros testigos en hilera que indican la prolongación original de la faja infraterciaria-cretácea del borde de la Cordillera Occidental hacia la serranía Caribe de Panamá identificada según algunos conceptos con la serranía del Darién (este nombre suele aplicarse también a la división de aguas Atrato-Tuira). Dichos testigos se manifiestan desde Sautatá en el curso más bajo del Atrato (basaltos abajo de la población y areniscas cretáceas? en la Loma La Pulga) con rumbo SW en la Loma del Cuchillo (centro de la planicie entre los ríos León y Atrato; dioritas básicas) y al Sur de ésta en dos cerritos formados del Terciario Inferior. Al N de Sautatá se encuentra una sucesión del Terciario Inferior con lavas basálticas (doleríticas), separadas por una planicie de la costa de Titumate del lado W del Golfo de Urabá, constituída de sedimentos arcilloso-silíceos del Paleoceno o Maestrichtiano.

Estos tienen la facies de sedimentos análogos hallados en la Cordillera Occidental. Se vislumbra así la extensión del borde W de la Cordillera Occidental hacia la serranía Caribe de Panamá que viene a ser de este modo un sector del ala W de la virgación de la Cordillera Occidental. Al Este de dicha prolongación, hasta el pie poniente de la serranía de Abibe, las diabasas que se hallan al Sur del curso inferior del río Sucio se hunden completamente bajo la planicie cenagosa del río León, que continúa descendiendo en el golfo de Urabá. Con estas observaciones se conforman las de TROLL quien constata el rumbo SSE de los montes testigos mencionados y la presencia de esquistos arcillosos y liditas de tipo cretáceo al W de Soutatá. Para la interpretación de esta zona de virgación, como para la de todo el Occidente de Colombia al W de la Cordillera Central, debe tenerse presente que se trata de un área tectónica muy complicada, sobre todo por fallas.

De la cadena principal (oriental) de la Cordillera Occidental, al S de los 7º lat. N, sobre la pendiente hacia el río Cauca, solo hay datos de R. SCHEIBE relacionados con la geología de Antioquia. Según esta información, el flanco oriental hasta allende la división de aguas Cauca-Atrato está compuesto de esquistos arcillosos y de areniscas cuarcíticas interpretados como Juratriásico, con intrusiones de granito en los afluentes del río San Juan que metamorfizaron dichos estratos. En el río Cauca mismo, hallamos, al Sur de la población de Antioquia y arriba de Anzá, porfiritas y rocas de aspecto diabásico que corresponden claramente a la formación porfirítica de E. GROSSE (1926). Más al Norte, la cadena culmina en el Páramo de Frontino 3740 m de altitud, constituído de los esquistos juratriásicos con intrusiones graníticas y cubierto de trazas de la glaciación cuaternaria (R. SCHEIBE). Al NW, hasta Dabeiba, siguen los esquistos antes mencionados cuya edad mesozóica o más antigua no se ha podido determinar hasta ahora. La extensión NW del nudo de Frontino parece ser la Serranía de Abibe cuyo flanco occidental consta en la parte Sur de esquistos y liditas con intercalación local de calizas cristalinas que están penetrados por porfiritas, dioritas y gabbros. Todas estas rocas se extienden hasta el curso medio

del río Sucio donde se encubren con Terciario Inferior. Sobre el flanco oriental de la serranía de Abibe, en el río Verde, en cambio hay una alternancia de esquistos oscuros y cuarcitas que HUBACH coloca en el Terciario Inferior, pero que podrían ser más bien del Tardicretáceo. Debajo de estos sedimentos, donde el río Verde desemboca en el río Sinú, asoman otra vez liditas de tipo cretáceo. Al Oriente del río Verde se presenta un terreno montañoso alto compuesto de esquistos, cuarcitas y calizas mesozóicas (?) con glebas terciarias en que está la división de aguas entre las cabeceras de los ríos Sinú (W) y San Jorge (E). De su parte oriental se desprende la Serranía de San Jerónimo que muere en Barranquilla.

Desde los $7\frac{1}{2}$º lat. N al Norte, los ejes de las cadenas se hunden prontamente y las rocas mesozóicas desaparecen bajo los sedimentos terciarios. Este descenso de los ejes de los pliegues coincide con el fracturamiento de la cordillera en un número mayor de unidades plicativas. La virgación se desenvuelve dentro de un espacio que se abre en forma de abanico hacia el Golfo del Darién y el mar Caribe, limitado al W por la serranía Caribe de Panamá y al E. por la serranía de San Jerónimo. Entre estas alas laterales se interponen fajas plegadas que resultan de la virgación de la serranía de Abibe cuyas ramas individuales vuelven a digitar. Estos pliegues están formados exclusivamente por estratos terciarios, entre los cuales el Terciario Inferior aparece axialmente mientras que el Terciario Superior se conserva en los sinclinales. En los pormenores no se conoce la estructura tectónica y no ha sido definida la cuestión si las distintas cadenas corresponden a determinado pliegue anticlinorial. Si bien los ejes de los pliegues descienden en término medio hacia el Norte, sinembargo se observa que en la costa del Golfo de Urabá todavía asoma el Terciario Inferior, como sucede por ejemplo en la vértebra principal de la cadena de Abibe que se prolonga en Arboletes al mar, con la particularidad de los volcanes de lodo del río Volcanes que se hallan sobre el flanco occidental. También el cerro Aguila que pertenece a la rama más occidental de la cadena de Abibe y que abandona la tierra firme en Punta Caribana se compone de es-

tratos eocenos. Los pliegues más orientales que pueden estar relacionados con la virgación de la cadena de Abibe, se presentan en el valle del río Sinú y se hallan vastamente ocultos bajo el acarreo jóven. A ellos pertenece el anticlinal de Montería que probablemente vuelve a aparecer en el cerro de Cispatá, al Norte de Lorica. Al E de estos pliegues del Sinú siguen estructuras que pertencen al sistema de la cadena de San Jerónimo, o sea el ala oriental de la virgación. Sus desfiladeros más septentrionales, según una sección geológica de BECK por la región al Oeste de Sincelejo, constan de 3 anticlinales (fig. 43). El ala W del anticlinal occidental está perturbado por varias fallas y la caliza de Palmito con orbitóides se levantó erguidamente a lo largo de una de estas fallas. Más al W, la caliza tiene buzamiento suave y forma el cerro Chiquito. La dislocación descrita por BECK como falla de Bolívar se puede perseguir muy lejos al Norte, donde el Cretáceo más Superior lleva aflorar en la región de Cansona, al Oeste de El Carmen de Bolívar, según ya lo da a entender la sección anterior de ANDERSON (I, fig. 69, véase CLARK & DURHAM). Según investigaciones recientes en la región de esta sección, sin embargo las estructuras son más complicadas y se trataría de varios anticlinales y sinclinales, afectadas en parte por fallas de rumbo. El conjunto de pliegues se percibe desde Sincelejo, allende El Carmen, a gran distancia hasta que dobla al NE y se sumerge bajo la planicie del Magdalena en la región de Calamar. Más al Oeste, otras estructuras continúan aún más al Norte. Cerca de Turbaco, al E de Cartagena, existe en una de estas dislocaciones un volcán de lodo que ya fue descrito por HUMBOLDT; el anticlinal de Perdices se percibe hacia el Norte en depósitos del Terciario Superior hasta la región de Barranquilla.

Casi todos los pliegues aludidos se componen casi exclusivamente de estratos de edad terciaria.. El Terciario Inferior se inicia en todo el recinto de la virgación de conglomerados gruesos (conglomerado de Muguiales), con guijos de porfirita, lidita y cuarzo. Ellos indican procesos orogénicos en el límite del Cretáceo con el Terciario y una denudación extensa de los estratos solevantados. Encima siguen areniscas y ar-

cillas, con intercalación ocasional de lentes o bancos de caliza. Según el indicio de restos de plantas y de lechos de carbón, estos estratos son el gran parte terrestres, pero hacia el Norte se intercalan capas marinas que han encontrado en El Carmen, o sea en las estribaciones septentrionales de la cadena de San Jerónimo, tres faunas diferentes del Eoceno que fueron determinadas por CLARK & DURHAM en 1946. Mientras que las faunas más antiguas apenas dejan reconocer afinidad con el Terciario Inferior de Norteamérica y en cambio tienen en común, al lado de especies endógenas, muchas especies del Eoceno Inferior del Perú, las del Eoceno Superior acusan relaciones destacadas tanto con el Ecuador y el Perú como también con el Eoceno de los estados meridionales de Norteamérica. Por lo tanto se puede suponer que solo en este tiempo hubo lugar a una inmigración de especies norteamericanas al mar Pacífico de Bolívar de la Suramérica septentrional. La fauna del Eoceno Superior se halló en depósitos arenosos que pueden corresponder a la Arenisca de Pozo y a los estratos de Toluviejo de los autores arriba mencionados. Tal como sucede en el Perú y en el Ecuador, hay entre la fauna del Eoceno Superior bivalvas que se consideran como índices de agua fría (Thyasira en el Carmen, Pleurophopsis y Solemya en el valle del Sinú). Ocasionalmente, también hay intercalaciones de calizas de orbitóides; calizas con numulitas pequeñas y asterociclinas se presentan en Arroyo Hondo, sobre la pendiente occidental de la cadena de San Jerónimo. La caliza de Palmito de la región de Sincelejo contiene Helicolepidina spiralis TOBLER que es diagnóstica para el Eoceno Superior. El Oligoceno de la región del Sinú y de ahí al NE, está representado por una serie potente de arcillas esquistosas; la parte inferior que es de color rojo y tiene localmente carbón, pero en la parte superior la presencia de Lepidociclinas grandes en bancos de caliza evidencian el retorno en condiciones marinas. Más al Occidente, en el Golfo de Urabá, el Oligoceno puede estar ausente o está indicado solo por depósitos terrestres. El mar no regresa ahí sino en el Mioceno Medio, cuyos estratos del Cuchillo llevan una rica fauna de moluscos que coincide vastamente con el piso de Gatún de Panamá. En la parte oriental de la virgación, el Mioceno aparece en facies marina y la formación de Gatún está representada por los estratos de Tuburá. Solo a

partir del Plioceno, el mar regresa y se depositan capas terrestres en relación con el solevantamiento general y la creación de la cadenas de pliegues que están compuestas del Terciario Inferior. Aunque la subdivisión estratigráfica y la correlación de los perfiles individuales, como también la aclaración de las condiciones de facies, no se halla tan avanzada como en otras regiones terciarias, lo conocido sobre la evolución terciaria en el NW de Colombia permite hacer algunas conclusiones sobre el desarrollo de los procesos orogénicos durante este período. Es llamativa y distinta en las regiones vecinas, la gran deposición de conglomerados al comenzar el Eoceno, en contraposición a la franja costera del Ecuador y del Perú donde la sedimentación es continua desde el Cretáceo hasta el Terciario. Esta diferencia posiblemente puede explicarse de que nos hallamos en el área de virgación de la Cordillera Occidental, o sea dentro del orógeno donde los procesos orogénicos se reflejan más claramente en el desarrollo de los sedimentos que en el sector costero de la orla. La alternancia repetida de sedimentos marinos y terrestres, frecuentemente carboníferos del Terciario Inferior, revela una similitud amplia con las condiciones de la cuenca de Maracaibo, e indica, además, que los movimientos orogénicos del Eoceno persistieron por bastante tiempo. El retroceso del mar en todas las tres regiones que se inicia a principios del Mioceno anuncia otra nueva fase de movimiento fuerte. La creación definitiva de las cadenas que se abren en forma de abanico hacia el Golfo del Darién, sin embargo puede haber acontecido solo al final del período, en el Plioceno.

BIBLIOGRAFIA

ANDERSON, J. L. — Petroleum geology of Colombia, South America. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol. 29, 8, 1945.

BECK, E. — Geology and oil resources of Colombia, the coastal plain. Econ. Geol. 16, 1921.

CLARK, B. L. and DURHAM, J. M. Eocene faunas from the departament of Bolivar, Colombia. Mem. Geol. Soc. Amer. 16, 1946.

CROSSE, E. El terciario carbonífero de Antioquia. Reimers, Berlín, 1926.

———— Acerca de la Geología del Sur de Colombia. LI. Patía y Nariño. Compl. Est. Geol. Colombia. 3, 1935.

HUBACH, E. Informme Geológico de Urabá. Bol. Min. y Petr. 4, Bogotá, 1930.

———— Anotaciones sobre la estructura de la Cordillera Occidental y sobre el estudio del platino. Bol. Min. y Petr. 4, 1930.

OSPINA, TULIO Reseña sobre la geología de Colombia y especialmente del antiguo departamento de Antioquia. Medellín 1911.

SAUER, W. Contribuciones para el conocimiento del cuaternario en el Ecuador. Quito 1950.

SCHEIBE, R. Informe sobre los resultados de la comisión científica nacional en Antioquia (1918). Compil. Est. geol. ofic. Colombia, I, 1934.

SHERPPARD, G. The Western Andes and their relation to the tertiary coastbelt, Ecuador. Geol. Magaz. 68, 1934.

SIEVERS, W. Reise in Peru und Ecuador 1909. Leipzig 1914.

STUTZER, O. Beitraege zur Geologie und Mineralogie von Kolumbien. VII. Zur Geologie der kolumb. Westkordillere zwischen Cali und Buenaventura. N. Jahrb. f. Min. etc. Bbd. 56 B, 1926.

——— *Acerca de la geología de la Cordillera Occidental entre Cali y Buenaventura. Compil. est. geol. of Colombia 2, 1934.*

TROLL, C. *Die geologische Verkettung Sued und Mittelamerikas. Mittl. Geogr. Gesellschaft 23, 1, 1930.*

TSCHOPP, H. J. *Geologische Skizze von Ecuador. Bull. Schweiz. Petrol. Geol. und Ingen. 15, 1948.*

3. LA "CORDILLERA REAL" DEL ECUADOR Y LA CORDILLERA CENTRAL DE COLOMBIA

A. LA "CORDILLERA REAL" DEL ECUADOR

La Cordillera Oriental del Ecuador, o sea la "Cordillera Real", está separada de la Cordillera Occidental por un terreno interandino de niveles más bajos, con depresiones en forma de cuencas de extensión más o menos grande. En el Norte del Ecuador, el fondo de las cuencas tiene entre 2600 y 2800 m de altitud; encima de ellas, la Cordillera Occidental se eleva 500 m y la Central 800 m, sin tener en cuenta la elevación de los volcanes superpuestos. En el Norte del Ecuador, el terreno interandino alto se divide por medio de volcanes extinguidos en cuencas individuales. Entre los volcanes situados dentro del espacio del terreno interandino, el Chimborazo llega a 6300 m, mientras que, sobre las márgenes de las dos cordilleras, el Pichincha sólo alcanza 4787 m y el Cotopaxi 6005 m. La gran magnitud de lo sedimentos pleistocenos y terciarios que constituyen el subsuelo de las cuencas y que no pudieron ser barridos aún por la acción de los ríos que cortaron profundamente la Cordillera Occidental, habla en favor de que se trata de una depresión de foso (graben), que fue motivada por una zona de disturbios que afecta el subsuelo interandino profundo de todo el Ecuador. En el Nor-

te, los estratos del Cretáceo más Superior buzan en el borde oriental de la Cordillera Occidental debajo de los rellenos jóvenes del terreno interandino alto, siendo de suponer que debajo de esto están fallados en peldaños hasta llegar a la dislocación oriental, donde probablemente la Cordillera Oriental fue levantada escalonadamente. Desde que el basamento cristalino no fue cortado por los ríos de la Cordillera Occidental, incluso en sus valles erosivos más profundos, y como el basamento no aparece en el Sur del Ecuador sino en el pie de la Cordillera Occidental, en contraposición con la Cordillera Oriental que consta de rocas cristalinas hasta una altitud de 4500 m en la cual hay restos de sedimentos mesozóicos debe tratarse de traslaciones en la corteza, de dimensiones enormes, que han de llegar hasta profundidades muy grandes. No es de sorprender por lo tanto que hayan promovido una actividad volcánica especialmente intensa que acumuló paulatinamente conos volcánicos de las dimensiones del Chimborazo cuyo diámetro de base tiene unos 18 km y cuya elevación es de 3 km. En ambas márgenes del terreno interandino alto, los numerosos volcanes apagados y activos están ordenados en hileras. Los volcanes, cuya primera instalación puede haberse iniciado en el Terciario Superior, sin embargo también se presentan en el terreno interandino alto donde forman los contrafuertes transversales que separan las cuencas arriba mencionadas. El fondo de las cuencas septentrionales (cuencas de Ibarra y Tulcán, cuenca de Quito) consiste en las partes expuestas de relleno pleistoceno, compuesto principalmente de material volcánico. A lo largo de los ríos, el relleno está dividido en terrazas de diversos niveles y, en la región de Quito, según SAUER, hay intercalaciones glaciales con indicaciones en varias fases glaciales e interglaciales.

El relleno de la cuenca de Latacunga que sigue al Sur, consiste según ESCHOPP en conglomerados, arenas, arcilla abigarrada, tobas, piroclásticos y ocasionalmente en diatomita. Estos depósitos tienen varios cientos de metros de espesor y siempre están plegados. La cuenca de Latacunga está separada de la de Riobamba por un contrafuerte, en cuya formación participan los volcanes Chimborazo, Carihuaico, Igualata y Tunguragua. En Punín, cerca de Riobamba se encontró en tobas finas

muy calcáreas una rica fauna de mamíferos con Mastodon, Mylodon, Equus, otros ungulatos y carnívoros, a los cuales se adscribe edad pleistocena. inferior. Más antiguos son los rellenos de las cuencas del Sur del Ecuador. En la amplia cuenca de Azogues-Cuenca, los estratos más antiguos que afloran son, según LIDDLE, la arenisca de Biblián que forma un anticlinal regular al NW de Azogues. Las areniscas contienen moluscos de agua dulce, mayormente géneros y especies nuevas, a excepción de Hemisinus peyeri-dickersoni PALMER que se aproxima mucho a la especie de las capas de Pebas de la región del alto Amazonas. Las areniscas están superpuestas por las capas de Cuenca que son arcillas esquistosas finamente estratificadas, de color verde claro hasta oscuro y suelen contener escamas de peces y lechos de lignito; también se observaron manifestaciones de asfalto y depósitos de yeso en algunos sitios. Los estratos grises de Azogues que están encima y tienen varios cientos de metros de espesor, incluyen, según LIDDLE, lechos de cenizas con bombas volcánicas, pero la lumaquela colectada por WOLF, de la cual GEINITZ determinó Paludina y Cyclas, dió motivo para colocar Arenisca de Azogues en el Cretáceo. La muestra, a igual que la que recolectó OLSSON, y que contiene según PALMER Corbicula y Neritina, no proviene de roca in situ, pero es factible que también la Arenisca de Azogues se halle a un nivel con moluscos de agua salobre hasta dulce. En las cuencas de Loja y Malacatos en la región más meridional del país, también hay arcillas esquistosas claras o gris amarillentas con capitas de carbón e impresiones de hojas cuya edad es terciaria. Se trata de una flora del Terciario Superior cuyo carácter tropical indica, según BERRY, que en ese tiempo la cuenca todavía se hallaba a un nivel más bajo que hoy. Los depósitos terciarios de tal cuenca también están superpuestos por areniscas y conglomerados polígenos que pueden ser del Pleistoceno. En todas partes, el Terciario está plegado y en la cuenca de Cuenca además está intruído por andesita y basaltos, en tanto que más al Sur, el volcanismo jóven no parece haber actuado. El rumbo N-S de la hilera de cuencas sucesivas evidentemente se relaciona con una zona uniforme de dislocación, colocada entre las dos cordilleras. La depresión del foso así creada, se levan-

bíticos. La esquistoseidad de estas rocas tiene inclinación muy fuerte al E. Abajo del río Verde que lleva rodados de una diorita hornbléndica-biotítica, afloran rocas dioríticas y graníticas que se hallan más o menos esquistoseadas o alteradas cataclásticamente. Los planos de esquistoseidad se inclinan con 60º al W. Al E de la hacienda de San Francisco, las rocas cristalinas están reemplazadas por un complejo de esquistos arcillosos que también buza fuertemente al W. Este consta de esquistos sedosos, verdosos o azules, cuya probable edad es paleozóica. WURM observó inclusiones de estos esquistos arcillosos en un rodado de granito, de modo que pueden ser más antiguos que el granito que está al W y estar en contacto intrusivo con él. Dichos esquistos, río abajo, se hallan escurridos a lo largo de una dislocación empinada sobre rocas mesozóicas cuya ala occidental se halla parcialmente exprimida en el sobrescurrimiento. El núcleo del sinclinal está formado en la desembocadura del río Topo por calizas gris-azules que contienen según WURM nidos de glauconita y restos de equinodermos, al lado de perfiles de bivalvas con estructura primática y foraminíferos. Del mismo sitio menciona SIUBEL esquistos negros, blandos con escamas de peces. Según TSCHOPP, se trata de estratos de la serie del Napo que ha aportado faunas ricas del Cretáceo Medio en el río del mismo nombre. Según REISS, en el cerro Hermoso al NE de Pastaza con 4576 m de altitud (prescindiendo de los volcanes, es una de las mayores elevaciones de la Cordillera Oriental), existe un residuo erosivo de una roca sedimentaria en posición poco inclinada, que consta de esquistos calcáreos bituminosos disgregados en forma de tallos y que probablemente también corresponde a la serie del Napo. Esta por lo tanto efectuará una transgresión directa sobre el cristalino de la Cordillera Oriental. A este respecto vale decir que la suposición expresada por VON WOLF de que se trata ahí de una complicación tectónica o de un pliegue acostado, no tiene respaldo en el resto de la configuración tectónica de la cordillera. Las calizas de la serie del Napo se hallan subyacidas en el valle del Pastaza por areniscas, y ambas rocas están intruídas hacia el E por un granito rojo, acentuadamente alcalino en el cual está emplazado río abajo un plutón grano-dorítico que es aplítico en parte. En éste aparece una gleba erguida de rocas eruptivas básicas que TSCHOPP interpreta como integrante de la serie de Misahualli de COLONY y SINCLAIR; tales glebas se hallan vastamente extendidas en el lado E de la cordillera y reemplazan frecuentemente las areniscas rojas de la serie jurásica de Chapiza. El plutón del pie de la Cordillera Oriental se puede perseguir al

N según un croquis de TSCHOPP, hasta los nacimientos del Napo, donde se sumerge bajo las rocas efusivas de la serie de Misahuallí que ahí cobra mayor importancia. Esta serie desaparece en el río Quipos bajo el Cretáceo del flanco E de la cordillera, para volver a aflorar finalmente hacia la frontera colombiana. Sin embargo, la serie eruptiva ya no está separada del núcleo cristalino de la Cordillera Oriental por un sinclinal del Cretáceo sino por un nuevo plutón granítico que la atraviesa. Tanto los estratos del Cretáceo como los de la serie efusiva jurásica, en el borde de la cordillera, buzan fuertemente al W, como se reconoce en la sección geológica de TSCHOPP. Esta inversión y el sobrescurrimiento escalonado al E del Mesozóico con sus intrusiones graníticas, es característica para grandes sectores del borde E de la Cordillera Oriental ecuatoriana. Al Norte de Mera, población situada en el río Pastaza, el anticlinal del Mirador se halla directamente antepuesto al borde E de la cordillera. El flanco oriental, erguido de este pliegue de cofre, formado de un núcleo de Cretáceo cubierto de Terciario Inferior, también está sobrescurrido al E sobre Terciario Superior, a lo largo de una falla con buzamiento de 45º W. Encima del cristalino de la Cordillera Oriental están colocados volcanes jóvenes que no solo están en su borde occidental sino también más al E. Al S del río Pastaza, está situado el Sangay en medio de un núcleo cristalino, y en el Norte, bajo el Ecuador, el reventador que ha arrimado su material en el límite entre el cristalino y el Cretáceo de la pendiente oriental. Es de presumir que estos volcanes, como los demás, están dispuestos en las dislocaciones longitudinales que recorren la Cordillera Oriental.

BIBLIOGRAFIA

BERRY, E. W. Pliocene in the Cuenca Basin of Ecuador. Wash. Acad. Sc. 24, 4, 1934.

BRUET, E. La geologie del Altiplano, sur le territoire de l'Equateur. Cpt. Rend. Soc. Geol. France II, 12,1947

COLONY, R. J. & SINCLAIR, J. H. Metamorphic and igneous rocks eastern Ecuador. Ann. New York Acad. Sci. 34, 1932.

LIDDLE, R. A. & PALMER, K. V. W. The geology and paleontology of the Cuenca-Azogues-Biblian region, Prov. Cañar and Azuay, Ecuador. Bull. Amer. Pal. 26, Thaca 1941.

SHEPPARD, G. Geology of the interandine basin of Cuenca, Ecuador. Geol. Magaz. 71, 2, 1934.

TSCHOPP, H, J. Geologische Skizze von Ecuador. Bull. Schweiz. Petrol. Geol. u. Ingen. 15, Basel 1948.

WOLF, F. VON Ueber das Alter der kristallinen Osthordillere in Ecuador. Zeitschr. Deutsche. Geol. Gesellsch. 56, 1904.

WURM, A. Zur Geologie von Ecuador. N. Jahrb. f. Min. etc. Bbd. 83. B, 1940.

B. EL FOSO DEL CAUCA-PATIA

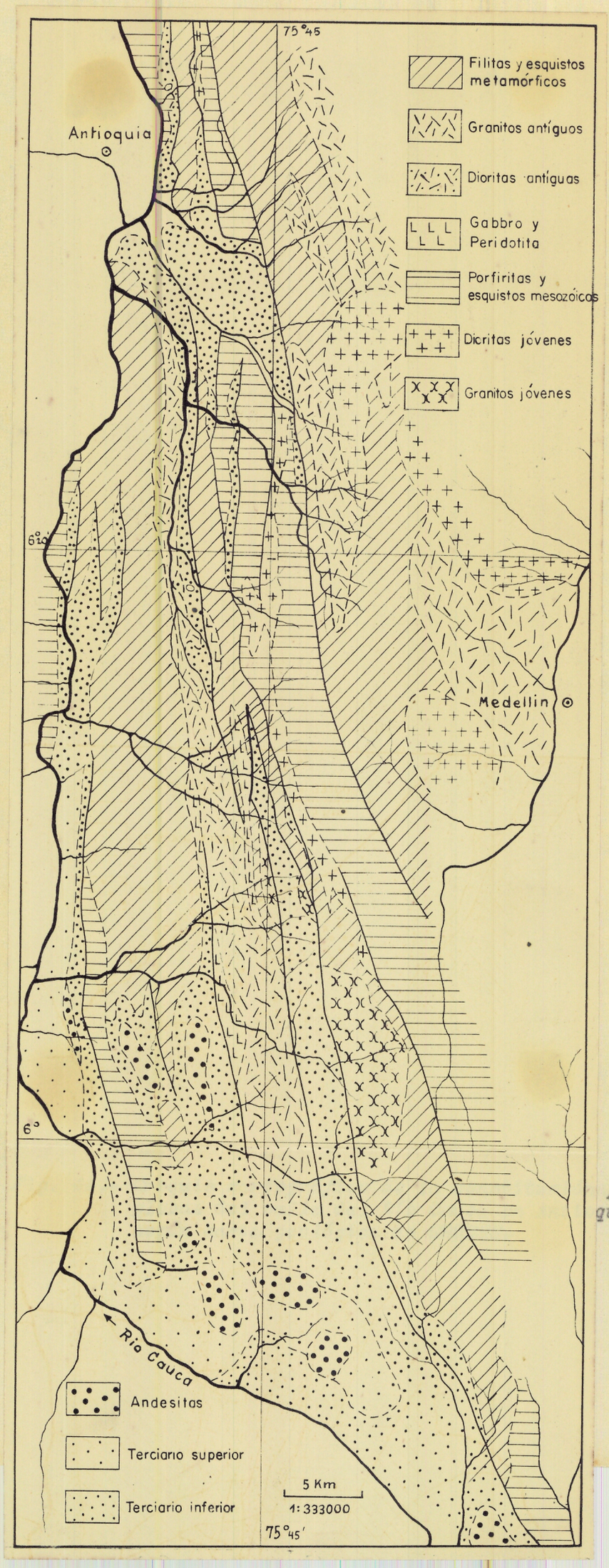
La Cordillera Central de Colombia que es la extensión inmediata de la Cordillera Oriental del Ecuador, está separada de la Cordillera Occidental por la depresión longitudinal del Cauca-Patía, cuya naturaleza de foso ha sido descrita ampliamente por SIUTZER en 1927. El foso tiene más de 600 km de longitud y está drenado hacia el Norte por el río Cauca, un afluente del río Magdalena en su curso bajo, y hacia el Sur por el río Patía, el cual se abre paso estrecho a través de la Cordillera Occidental en el codo de su curso medio y cae al Pacífico. La parte del foso recorri

do por el Patía se angosta más y más hacia el Sur; los depósitos terciarios que lo llenan, se extinguen mayormente cerca de El Peñol (1500 m) y finalmente no sobra sino la zona perturbada de su margen occidental, que desaparece debajo de tobas andesíticas jóvenes que se extienden desde Pasto (2595 m) al W. Con estas masas extrusivas potentes de los volcanes jóvenes comienza el terreno interandino alto que separa las dos cordilleras del Ecuador. Según toda la apariencia, el foso del Patía se prolonga hacia el Ecuador, con la diferencia de que se vuelve más pando hacia el Sur. La opinión frecuentemente sostenida en la bibliografía más antigua, de que en la región de Pasto se trata de un nudo en que convergen las Cordilleras Occidental y Central y, según W. KEHRER, también la Cordillera Oriental de Colombia, no es efectiva. El encubrimiento fuerte con material volcánico moderno no permite reconocer el desarrollo de las dislocaciones marginales de los fosos en la región fronteriza entre Colombia y Ecuador.

Del foso del Patía disponemos de un estudio de CROSSE, acompañado de un mapa geológico. El fondo consta de estratos terciarios que todavía están plegados, cubiertos de rellenos volcánicos modernos y pleistocenos, frecuentemente aterrazados. El Terciario Inferior se inicia con conglomerados de guijos gruesos, en los cuales predomina material de cuarzo y de piedra candela. Encima sigue una secuencia potente de areniscas con intercalación de arcillas esquistosas que contienen en muchos lugares mantos de lignito. En la parte alta de este conjunto de estratos del Patía, aparecen varios niveles con moluscos marinos, y, también en la parte S del foso del Patía, pero la fauna todavía no ha sido bien definida. En la vecindad de la quebrada de San Marcos, al N de Cali, STUTZER encontró una caliza marina (caliza de Vijes) que transgrede sobre rocas eruptivas cretáceas en el pie E de la Cordillera Occidental. Hay que esperar los resultados de nuevas investigaciones para poder decir si esta caliza cuyos foraminíferos incluyen una forma nueva, semejante a Myogypsina que indica edad oligocena o miocena antigua, se puede usar como indicio de una unión marina entre el foso del Patía, de incipiente evolución, y el Océano Pacífico.

Si SIUTZER alega en favor de tal suposición la escasa elevación del paso de La Cumbre de la Cordillera Occidental, debe tenerse en cuenta que tales elevaciones dependen esencialmente de las dimensiones que tuvo la erosión moderna. La relación estratigráfica de la caliza con los estratos carboníferos de la faja entre Cali y Tambo (Cauca) que también transgreden sobre eruptivas del Cretáceo, no se conoce. CROSSE coloca los estratos carboníferos del foso del Patía en el Terciario Superior. Ellos van superpuestos concordantemente por un grupo de estratos cuya composición ya participa mucho material volcánico joven. Estos probablemente equivalen a la formación de Honda que conoceremos del valle del Magdalena. Los estratos terciarios están cruzados por rocas eruptivas dacíticas y andesíticas que también constituyen la división interoceánica de aguas entre los ríos Cauca y Patía. Al N del foso del Patía se presenta la planicie alta (1700-1800 m) de Popayán, formada de material tobáceo, fuertemente disectada por los afluentes septentrionales del Patía y los del Cauca. Una escarpa de unos 500 m de altitud la separa del fondo del foso del Patía. Este foso está delimitado en el borde E por dislocaciones con buzamiento oriental brusco, cuyas glebas están escalonadas de tal modo que primero se presentan las del Terciario Inferior, luego la del Cretáceo y finalmente las rocas antiguas de la Cordillera Central, y están empinadamente sobrescurridas al W. Como sucede en la Cordillera Occidental, el Cretáceo consta de liditas, esquistos arcillosos y areniscas, y además de una proporción variable de rocas eruptivas y tobas básicas. Esto da a entender que evidentemente las rocas de la Cordillera Occidental se extienden por debajo del foso del Patía hasta el flanco poniente de la Cordillera Central. En las cabeceras del río San Jorge del Patía, las rocas antiguas de la Cordillera Central han sido corridas directamente sobre los conglomerados de la base del Terciario; se trata de filitas y de esquistos sericíticos y cuarcíticos, presumiblemente de edad precambriana. En el borde occidental del foso, el Terciario Inferior transgrede con frecuencia sobre las rocas eruptivas básicas del Cretáceo. Pero en el interior del foso vuelven a presentarse dislocaciones longitudinales, a lo largo de las cuales el Terciario Inferior está erguidamente sobrescurrido al W contra el Terciario Superior.

Con respecto al extremo N del foso del Cauca, hasta ahora solo se dispone de una investigación valiosa, de GROSSE sobre la constitución geológica del sector del río Cauca en el Departamento de Antioquia, acerca del cual publicó un mapa geológico a escala de 1:50.000 que reproducimos en forma simplificada (fig. 44). Este mapa evidencia que el fondo del foso consta de una serie de glebas longitudinales desplazadas recíprocamente en forma escalonado a lo largo de dislocaciones de rumbo. El Terciario Inferior también contiene aquí, pero no hay intercalación de estratos marinos sino únicamente límnicos. En asocio de estratos del Terciario Superior, esta formación cubre en el Sur el fundamento antiguo completamente, pero hacia el N este asciende paulatinamente, de modo que el Terciario va restringiéndose a lenguas angostas del flanco W de las dislocaciones, donde ha sido plegado en sinclinales contra los contactos dislocados. En el Norte, entre San Jerónimo y Sucre, en la vecindad del término N del foso, las glebas orientales vuelven a decaer medianamente y sobre ellas, el Terciario ocupa una cuenca pequeña atravesada por el río Aurra. En medio de la cuenca, una gleba de rocas precambrianas escapó del hundimiento profundo. Su extremo meridional se sumerge y está dividido en glebas menores en las cuales el Terciario se halla conservado extensamente y está atravesado por derrames de andesita hornbléndica. En toda su longitud, la gleba va recorrida por intrusiones de andesita hornbléndica, flanqueada en ambos lados por rocas más básicas, entre ellas gabbros y harzburgita. Este cuerpo abisal intrusivo se documenta como una intrusión por grietas, debido a su gran extensión longitudinal (de más de 100 km) en contraste con su ancho relativamente reducido; ella atraviesa en ambos lados rocas precambrianas a las cuales GROSSE adscribe diferentes edades según el grado de metamorfismo, pero no según las condiciones litológicas. La parte central del foso que se yergue hacia el Norte, obligó al río Cauca a desviarse hacia el Oeste y a cavar su lecho a lo largo del borde poniente del foso. Ahí, el Terciario se conserva en una zona angosta y transgrede sobre el Cretáceo de la Cordillera Occidental que se hunde al E, mientras que en el borde oriental de la zona está sobrescurrido por el Precambriano. Esta zona dislocada occidental se levanta y se extingue prontamente hacia el N, y el río Cauca rompe la gleba pre-


75°45
Filitas y esquistos metamórficos
Granitos antíguos
Dioritas antíguas
Gabbro y Peridotita
Porfiritas y esquistos mesozoícos
Dicritas jóvenes
Granitos jóvenes
Antioquia
6°10'
Medellin
6°
Río Cauca
Andesitas
Terciario superior
Terciario inferior
5 Km
1:333000
75°45'

por
quia,

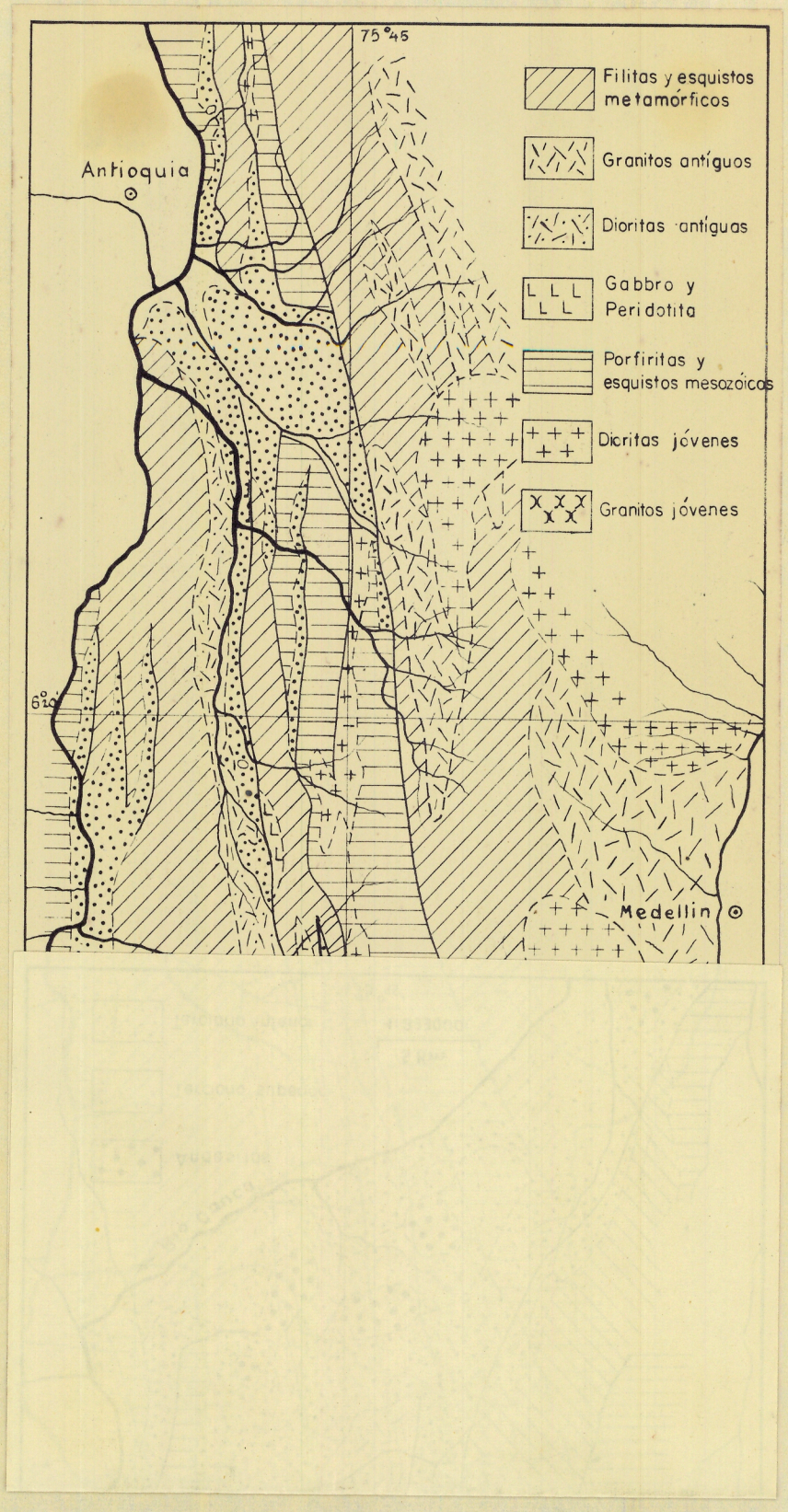


Fig. 44.- Croquis cartográfico de la constitución por glebas del valle del Río Cauca en Antioquia, según carta geológica de GROSSE.

cambriana en dirección diagonal, entrando en seguida, al Sur de la población de Antioqiia, a la zona dislocada del borde oriental del foso con su relleno de Terciario carbonífero. Pero también ésta vuelve a ascender en la región de Sucre, y el Cauca fluye por el Precambriano y el neis granítico de la Cordillera Central que se hunde más al W hacia los terrenos bajos del curso inferior de los ríos Cauca y Magdalena.

La zona dislocada oriental del foso del Cauca, por lo visto, ofrece una estructura complicada. Ella consta, entre dos dislocaciones, de un hundimiento de Terciario acentuadamente comprimido. La dislocación oriental buza fuertemente al E mientras que la occidental se inclina al W. En ellas, principalmente en el Sur, se presentan intrusiones prolongadas de un granito sobre las cuales transgrede el Terciario localmente. No se trata de una roca andina típica, sino, de acuerdo con GROSSE, de un granito legítimo por proporción prevalente de ortoclasa. Según las secciones geológicas de GROSSE habrá que suponer que el granito, a igual que las intrusiones de rocas dioríticas y gábbricas, haya ascendido hacia el final del Mesozóico, al iniciarse las dislocaciones longitudinales. Pero como éstas también afectan el Terciario y como en la dislocación oriental, el Cretáceo con intrusiones dióríticas o en algunos lugares también el Precambriano están escurridos sobre el Terciario, hay que concluir que los movimientos de las dislocaciones y la profundización de la zona del foso perduraron. El Cretáceo que se halla en los escalones fallados de la pendiente W de la Cordillera Central, es de dos tipos. Una vez se trata de porfiritas con intercalación de esquistos arcillosos y liditas como se han conocido de la Cordillera Occidental, otra, en el NE de la región, de una formación de espilitas y meláfidos, con intercalación de areniscas, esquistos arcillosos y esquistos margosos y ocasionalmente con calizas. Estas últimas han dado fósiles en la Loma Hermosa, al SW de San Jerónimo, que son del Barremiano (Pulchellia); al SE de Ebéjico se encontraron en areniscas calcáreas fósiles mal conservados del Aptiano. La actividad volcánica submarina que produjo las lavas básicas ha comenzado por lo tanto en el Cretáceo Inferior. Nos hemos ocupado más detenidamente de la zona del foso que

separa las Cordilleras Occidental y Central, porque la investigación intensa de GROSSE nos permite adquirir una buena visión de su formación durante el Terciario y nos hace comprensibles los procesos intrusivos y extrusivos asociados.

C. LA CORDILLERA CENTRAL DE COLOMBIA

Dirijamos ahora nuestra atención a la Cordillera Central misma. Fuera de las observaciones ya lejanas de REISS y STUBEL que se refieren principalmente al estudio de los volcanes jóvenes por KUCH y, además a las rocas pre-neovolcánicas por BERGT, W. KEHRER ha investigado la Cordillera Central en Sur, desde Pasto hacia los nacimientos del Putumayo y a lo largo del río Mocoa, afluente del Caquetá. En la región de Pasto, toda la pendiente occidental dela Cordillera Central está sepultada bajo depósitos volcánicos modernos que abarcan en la parte alta de la falda oriental hasta la laguna de La Cocha, incrementadas sobre todo por las masas arrojadas por el volcán Bordoncillo. Sin embargo, ya la mitad Sur de la laguna que puede obedecer a un hundimiento al Sur del mencionado volcán, está situada completamente en rocas cristalinas, según REISS y STUBEL. Muestras de rocas tomadas del cerro Patascoy (3520 m) que está al SE de la laguna, fueron determinadas por BERGT como neises biotíticos esquistoseados y como granito biotítico. También los cerros de los nacimientos del Putumayo constan de neises anfibólicos, esquistos micáceos y cuarcitas micáceas, intruídos por granitos hornbléndico-biotíticos, según KEHRER. En este basamento cristalino ya se presenta en San Francisco una gleba de esquistos arcillosos negros y calizas que abundan en moluscos y que deben pertenecer al Cretáceo. Más al Oriente, en el curso superior del río Mocoa, existe una intercalación plegada mayor de Cretáceo (estratos de Villeta), que está sobrescurrida con buzamiento suave de 25º hacia el Oeste sobre andesitas terciarias. Al Oeste de Mocoa, dicho río muestra una intrusión expandida de granito calco-alcalino, seguida otra vez de Cretáceoabajo de la po

blación de Mocoa. En este pié de la Cordillera Central, el Cretáceo ya manifiesta localmente una posición muy poco inclinada. Esta área vasta del Cretáceo evidentemente se prolonga al SW donde ROYO y GOMEZ encontró fósiles del Albiano (Oxytropidoceras) en el río Blanco, cerca de su desembocadura al río Putumayo. El pie E de la Cordillera Central va desde el río Mocoa por Yunguillo (en el río Caquetá) hacia el sector alto del valle del Magdalena, al W de Pitalito. En el curso superior del río Caquetá, GROSSE observó un cambio semejante y repetido entre Terciario y Cretáceo e intrusiones graníticas y esquistos metamórficos del Precambriano, bajo los cuales permanece oculto el basamento cristalino. Al parecer, se levanta el cristalino progresivamente hacia el SW contra la Cordillera Oriental del Ecuador (Central de Colombia). GROSSE también publicó dos secciones geológicas de la parte Sur de la Cordillera Central (fig. 45); la más meridional conduce desde San Sebastián por los nacimientos del Magdalena y del Caquetá hacia San Agustín en el curso alto del Magdalena mientras que el otro está trazado desde Popayán en el foso del Cauca-Patía por el páramo de Las Delicias hacia el valle del Magdalena en Garzón. La altitud de San Sebastián es de 2150 m y la población está situada, en la cumbre occidental de la cordillera, sobre rocas presumiblemente precambrianas. Se trata de cuarcitas, filitas y esquistos verdes como los hemos conocido del subsuelo del foso del Cauca en Antioquia. Allende una falla erguida, estos estratos se hallan reemplazados otra vez, arriba de San Sebastián por porfiritas augíticas y rocas semejantes a diabasas; las tobas interpuestas están frecuentemente silificadas y revelan foraminíferos. Se trata, pues, de rocas volcánicas submaninas del Cretáceo Superior, tal como acontece en la Cordillera Occidental. Ellas constituyen la sierra de La Relumbrosa que forma la división interoceáncia de aguas entre el Caquetá como afluente del Amazonas y los tributarios del Patía. Las rocas suavamente plegadas se hunden al E bajo depósitos pleistocenos de La Pampa de las Papas (2900-3000 m). Según GROSSE se trata de rellenos fluvioglaciales del relieve del Terciario Superior el cual surge al E y constituye la mayor parte del Páramo de Las Papas (3525 m), formando la división de augas entre el Magdalena, con curso inicial oriental, y el río Caquetá que primero corre

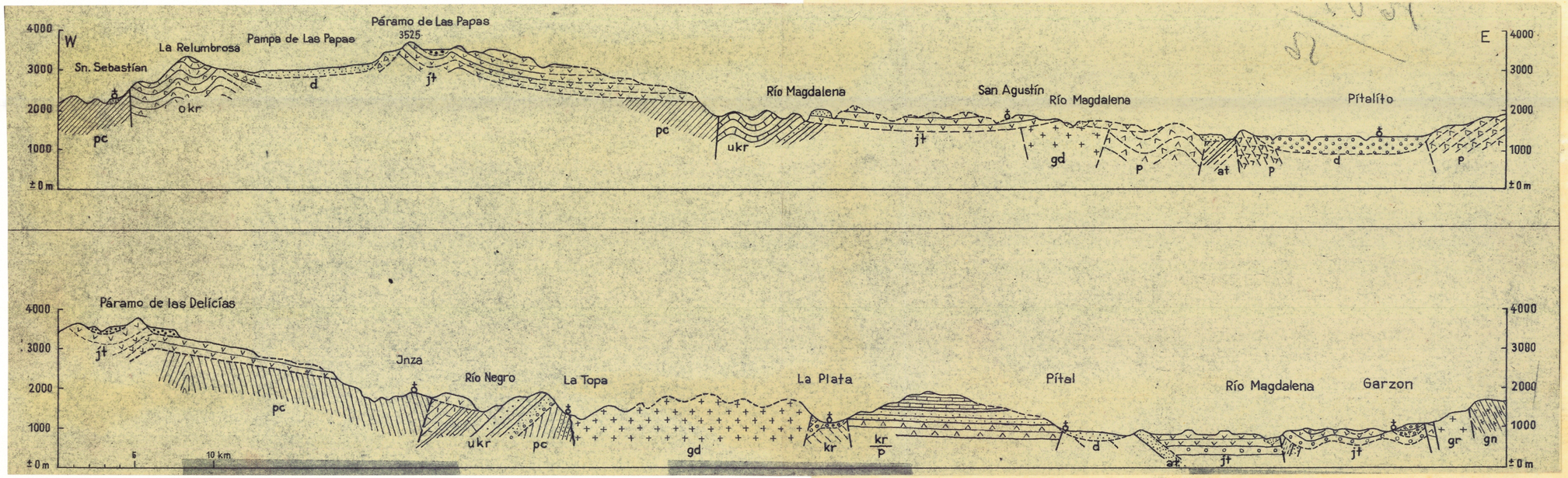


Fig. 45.- Dos secciones geológicas por la parte sur de la Cordillera Central de Colombia, según GROSSE. Sección superior, trazada desde San Sebastián en el lado E de la cumbre de la Cordillera Central por el Páramo de Las Papas hacia Pitalito en la prolongación sur de la depresión del Magdalena.- Sección inferior, trazada más al Norte desde el Páramo de Las Delicias hacia Garzón en el valle del Magdalena.

pc = Esquistos precambrianos; jt = Rocas eruptivas y sedimentos de la serie de Girón (Jurásico, Triásico); p = Porfiritas mesozoicas; ukr = Cretáceo inferior; okr = Cretáceo superior; gd = Granodioritas;- a = Terciario inferior; jt = Terciario superior; d = Cuaternario.

al SW de un cañón profundo de la Pampa de Las Papas, para variar paulatinamente el curso al SE hasta llegar al río Amazonas al E, a través de la orla (Vorland) antepuesta a los Andes. Los cerros de los alrededores del páramo, a juzgar por los kares, presentan señales claras de la glaciación cuaternaria. Por el río Magdalena aguas abajo aparece bajo el Terciario el Precambriano que termina al E en una falla erguida que lo separa de esquistos arcillosos oscuros, calizas y areniscas del grupo de Villeta del Cretáceo Inferior. Pronto, este grupo va superpuesto del Terciario Superior, debajo del cual el río Magdalena ha cortado, abajo de San Agustín, un plutón dorítico. Atravesando de nuevo Terciario y porfiritas, el río llega por fin al desfiladero del extremo Sur del valle del Magdalena, colocado entre las Cordilleras Central y Oriental, por el cual se dirige con dirección N al Mar Caribe. GROSSE está tentado de conceder edad cretácea también a las porfiritas del flanco E de la Cordillera Central; por nuestra parte preferimos más bien suponer que se trata de efusivas de la serie roja de Payandé-Girón (La Quinta de Venezuela), de edad juratriásica, a la cual nos referiremos adelante.

En la mencionada sección geológica al E de Popayán, los depósitos del Terciario Superior suben al Páramo de Las Delicias donde están recubiertos por depósitos glaciales. En el lado E del paso, vuelve a asomar el Precambriano bajo el Terciario que, lo mismo que en la parte alta del valle del Magdalena, hace contacto con los estratos cretáceos de Villeta de Inzá a lo largo de una falda empinada; debajo de estos estratos, en Pedregal, sin embargo asoman areniscas del Neocomiano y probablemente del Jurásico (Serie de Girón) que transgreden, en La Topa, con un conglomerado basal sobre el Precambriano al cual penetró un plutón de granito que cornubianizó las capas precambrianas en el contacto. Sobre el flanco oriental del plutón aflora primero el Terciario Superior separado por una dislocación del Cretáceo que asoma allende el río de La Plata y está poco inclinado.

Una sección geológica de HUBACH por la Cordillera Central, difiere notablemente de la anterior, a pesar de que sólo está emplazada a unos 10 km al N de éste. La diferencia consiste menos en la estructura de la constitución geológica que en el concepto sobre la edad de las rocas. Al Cretáceo se incluyen con evidente razón las rocas eruptivas básicas y en parte las ultrabásicas del borde del foso del Cauca. En la pendiente de la Cordillera Central siguen areniscas cuarcíticas y esquistos arcillosos con intercalaciones ocasionales de liditas e intrusiones de diabasa que buzan fuertemente al W y hacen contacto con esquistos filíticos con franjas de areniscas cuarcítica y lidítica. Al Oeste de Pitayó, cerca de la cumbre de la cordillera, hay un hundimiento pando de rocas efusivas básicas y en la división de aguas, los esquistos fiñíticos traspasan según HUBACH a neises suavemente inclinados al E. Al E de esta división de aguas, vuelven a aparecer neises esquistosos en que hay un plutón granítico. Más al E de la pendiente oriental reaparecen esquistos filíticos con algunos bancos de caliza amonitífera de lidita que traspasan gradualmente a sedimentos inalterados de la misma clase (Mosoco-Pitayó) en el curso alto del río Páez) y corresponden sin duda, al Cretáceo Superior. Es éste el único caso hallado hasta ahora en que se puede comprobar que el Cretáceo se vuelve parcialmente metamórfico en la mitad Sur de la Cordillera Central. Bajando por el río Páez hacia Belalcázar y Potrerillos, se presente también el Cretáceo Inferior tal como se manifiesta en Pedregal e Inzá y flanquea un plutón granítico con dique de diorita que piritiza ligeramente los esquistos cretáceos del contacto. Al cruzar desde Belalcázar en dirección E hacia Potrerillos, aparecen esquistos metamórficos transgredidos por el Cretáceo (en parte volcánico-porfirítico) e intruídos hacia Carnicerías por granito. En el flanco oriental de este granito, al bajar a Carnicerías, transgrede evidentemente el Senoniano con litomargas, lo cual indica que parte de la masa granítica todavía era móvil hasta el Cretáceo Superior. En Belalcázar o sea al W, el Cretáceo Inferior se coloca, sin señales de termometamorfismo, con un conglomerado basal, seguido de areniscas blancas y calizas potentes, sobre el granito; el nivel de transgresión parece ser el Aptiano o Barremiano

que es corriente en el valle del Magdalena desde Girardot al Sur. Hacia el E, en dirección hacia el Magdalena, el Cretáceo se hunde bajo la formación eocena-oligocena de Gualanday y la miocena de Honda. Una falla al W del Magdalena pone a flor de tierra el Cretáceo Superior hasta el nivel de Exogyra squamata del Cenomaniano Superior. Al N de la latitud Carnicerías río Magdalena, los cerros estos del valle del Magdalena están formados de rocas intrusivas y extrusivas y de sedimentos del Jura-triásico, en la facies típica del grupo de Payandé. En cambio, el lado oriental del Magdalena, hasta más al N de Neiva consta de la formación de Honda, fuertemente transgresiva hasta sobre el Payandé. Merece destacarse que en Carnicerías, el Cretáceo Superior es en parte volcánico y típicamente profirítico, como lo es también en el terreno porfirítico del Caquetá y de Garzón-San Agustín, estudiado por GROSSE. Este volcanismo local que caracteriza el valle alto del Magdalena, contrasta con el típicamente diabásico y general del Cretáceo al W de la cumbre de la Cordillera Central. Según vimos, HUBACH es de opinión que el Cretáceo del pie E de la Cordillera Central, en la zona del río Páez, se vuelve paso a paso metamórfico y por fin puede llegar a ser néisico en la cumbre de la cordillera. Sin embargo, según GROSSE, quien investigó regiones donde el Cretáceo no alterado se coloca sobre rocas metamórficas, también hay esquistos precretáceos que se interpretan por lo pronto como precambrianos y están escurridos sobre el Cretáceo a lo largo de fallas empinadas. SCHEIBE ha sostenido en Antioquia una opinión semejante a la de HUBACH, considerando que una parte de los esquistos filíticos y cuarcitas, adscritos por GROSSE al Precambriano, sean Mesozóico metamórfico. Nosotros juzgamos que la opinión de GOSSE es más ajustada porque, en un sentido, los esquistos más fuertemente metamórficos están libres de las rocas efusivas básicas tan características para el Cretáceo Superior no solo en Antioquia, sino también en la sección geológica de HUBACH, y por otra parte, la posición transgresiva poco inclinada de estratos cretáceos del todo inalterados hasta muy arriba del flanco oriental de la Cordillera Central, no congenia con la opinión de HUBACH.

La parte media de la Cordillera Central ha sido cruzada por SIUTZER entre Ibagué y Armenia, incluyendo el sector de Cartago del foso del

Cauca. Esta sección está directamente situada al Sur del enorme macizo de los volcanes del Tolima y Ruiz que son el extremo norte del volcanismo joven impuesto a la Cordillera Central. Su superficie antigua está sepultada vastamente bajo productos arrojados por los volcanes vecinos. En Ibagué asoma granito que se suspende a lo largo de una falla, con esquistos en el lado W e intercalación de caliza cristalina poco potente, que pasa entre dicha población y el caserío de La Argentina. Entre La Argentina y La Lora se atraviesa una alternancia de esquistos micáceos, filitas y esquistos grafíticos con intrusiones pequeñas de granito. Entre La Lora y el Paso del Quindío (3280 m), hay esquistos micáceos y neises inyectivos, seguidos al Oeste de rocas antiguas muy encubiertas de material volcánico. En los alrededores de Armenia se interpone sobre el borde W de la cordillera la planicie de relleno del Quindío, fuertemente disectada, y solo al W de Pereira, en la estribación N de la sierra de Santa Bárbara, vuelve a parecer el Terciario del foso del Cauca con arcillas esquistosas, conglomerados y areniscas que buzan con 30º al W irguiéndose al Sur. En contraposición a las secciones de la parte meridional de la Cordillera Central, en este sector no se encuentra roca alguna que se pueda incluir con alguna probabilidad al Cretáceo, pero ya a medio grado de latitud al Norte, las condiciones vuelven a cambiar. HETTNER hizo ahí una travesía por la Cordillera Central desde Honda sobre el Magdalena, vía de Manzanares, al páramo de Herveo y Salamina al valle del río Cauca, pasando al N del volcán Ruiz. De su información se desprende que hay intercalada una gleba de 12 km de ancho compuesta de rocas menos metamórficas y sumidas entre un basamento de neis, esquisto cristalino y granito. La gleba está situada entre Manzanares y el páramo aludido, cubierto de material neovolcánico. Ella probablemente está limitada por dislocaciones longitudinales de la cordillera y consta de areniscas pardas, esquistos arcillosos abigarrados, esquistos arcillosos y lidíticos grises hasta negros y rocas silíceas de franjas delgadas, que son sedimentos de probable edad cretácea. Recientemente, W. NELSON encontró en esa región de la cumbre de la Cordillera Central conglomerados y esquistos arcillosos con plantas de edad cretácea.

De la parte N de la Cordillera Central existe una sección geológica de HUBACH que va desde Puerto Berrío sobre el Magdalena al W a la división de aguas con el río Porce en Cisneros, y que más al Occidente se complementa con las observaciones de GROSSE y SCHEIBE de Antioquia. En este corte transversal predomian extensos plutones de rocas graníticas y dioríticas, interrumpidos por intercalaciones poco potentes de sedimentos en general fuertemente metamórficos. En el extremo E de Malena, cerca al W de Puerto Berrío, hay pórfidos cuarzosos y areniscas de especto triásico que probablemente pertenecen a un escalón marginal y que adquieren mayor extensión en el borde E de la cordillera al Norte del río Regla hasta el Banco en el Bajo Magdalena. Al W siguen esquistos arcillosos metamórficos oscuros y calizas cristalinas, transgredidos por remanentes del Terciario Superior. Los esquistos son fósilíferos en La Soledad (R. SCHEIBER) y en la Cristalina (HARRISON). De este último sitio proviene Didymograptus del Ordoviciano Inferior que revela el único Paleozóico que hasta ahora se conoce de la Cordillera Central. Más al W siguen las rocas graníticas y dioríticas, mencionadas arriba, hasta Medellín donde está un vasto plutón diorítico. De las intercalaciones, SCHEIBE menciona esquistos anfibolíticos, neises y cuarcitas. Siguiendo al poniente, la pendiente de la cordillera consiste según GROSSE de una zona extensa de esquistos precambrianos filíticos y cuarcitas con intrusiones de neis granítico, diorita babarrosa y gabbro que han alterado los sedimentos circundantes en cornubianita. La presencia destacada de las rocas macizas en la parte N de la Cordillera Central y la ausencia de sedimentos más jóvenes en la parte alta de la Cordillera nos da la impresión de que la Cordillera Central ha sido levantada más fuertemente hacia el Norte y que por lo tanto la erosión ha podido poner en descubierto, extensamente, los plutones.

El término Norte de la Cordillera Central, en el valle transversal del río Magdalena abajo de El Banco es tectónicamente motivado. En el Terciario se forma la vasta depresión que ahora separa la cordillera misma de la Sierra de Santa Marta que está situada al E del Magdalena en el borde del Caribe. El extreno N de la cordillera, conside

rablemente ampliado, se divide en dos partes a raíz de una depresión de foso que recorre el río Nechí en dirección S-N. No se puede anticipar si se trata de una virgación porque nuestro escaso conocimiento de esta región no lo admite. La parte occidental por la cual el Cauca se abre paso estrecho, más bien se hunde más prontamente bajo la cuenca terciaria cubierta de relleno joven que está entre el río Cauca y el río San Jorge, que el desfiladero nororiental que termina en ElBanco, sobre el río Magdalena. Este espolón N de la Cordillera Central está compuesto de granito y rocas metamórficas hasta semimetamórficas en el flanco occidental, y de sedimentos, piroclásticos y rocas eruptivas del Juratriásico en el flanco pnillanurado oriental. Dentro de este conjunto sedimentario-eruptivo, equivalente al grupo de Payandé (facies del grupo continental de Girón de la Cordillera Oriental) y transgredido hacia el Magdalena por el Cretáceo, se presentan en la laguna de Morrocoyal, a unos 70 km al SW de El Banco, esquistos arcillosos negros con estratos delgados de caliza en que HUBACH (bajo TRUMPY) encontró restos de plantas y amonitas del Liásico Inferior. Los estratos superpuestos, prevalentemente rojos que tienen un espesor mayor de 2600 m, constan de esquistos rojos, de areniscas y de conglomerados, con lavas, aglomerados y tobas intercalados que son de tipo ácido hasta intermedio, pero en parte también diabásicos. La serie de Payandé es equivalente en Venezuela Occidental de la serie de la Quinta típicamente expuesta cerca de La Grita, donde su edad mesozóica fue confirmada primero por el hallazgo de Lepidotus. Como se dijo, al E del Magdalena le corresponde la serie de Girón, establecida por HETTNER (1892) que abunda en la Cordillera Oriental. La sección más completa del Payandé fue descrita por O. RENZ (bajo TRUMPY) de Payandé, al S de Ibagué (Tolima), entre los ríos Coello y Luisa, y mide unos 1500 m de espesor. Sobre el basamento siguen primeramente derrames y tobas profiríticas potentes, cubiertos de conglomerados, areniscas y esquistos arcillosos rojos. Encima está un miembro de 400 m de espesor con calizas y lechos lidíticos, tobáceos. De su parte inferior procede una fauna del Triásico karniano del Perú con Myophoria (M.jaworskii STEINM) y amonitas (Ne-

vadites sutanensis JAW); en la parte más alta, el piso del Noriano está indicado por Pseudomonitis ochotica KEYS. Sobre este intermedio marino vuelve a presentarse una potente serie de conglomerados, areniscas y esquistos arcillosos rojos con lechos de porfirita. El Liásico que se halló en el N de la Cordillera Central, no se ha encontrado de ahí al Sur y es posible que en Payandé haya sido presa de la erosión, antes de que la serie más jóven de estratos rojos se depositó.

Procedamos ahora a resumirnuestras observaciones sobre la Cordillera Central. Las rocas que se asocian en la constitución de la cordillera se pueden subdividir fácilmente en las de basamento y las de cubierta. El basamento consta de sedimentos más o menos metamórficos con plutones cuyas rocas dejan entrever igualmente una influencia dinámica fuerte. Mediante un hallazgo de esquistos graptolíticos está probada la presencia de Paleozóico Inferior entre los depósitos poco metamórficos del basamento. Su orogénesis por lo tanto debe haber acaecido entre el Ordoviciano y el Triásico porque los estratos más antiguos de la cubierta tienen edad triásica. La cubierta permite reconocer algunas diferencias en su desarrollo entre el lado occidental y el lado oriental de la cordillera. En el lado oriental comienza al principio del Mesozóico la sedimentación, principalmente terrestre, de la serie de Payandé, cuyo material clástico grueso se deriva evidentemente de los productos erosivos de un orógeno producido en un tiempo poco distante. El volcanismo efusivo simultáneo apunta entre otras partes hacia la disección en glebas del orógeno creado al final del Paleozóico. Durante el tiempo del Triásico Superior, la desmantelación ya estaba tan avanzada que el mar que avanzaba hacia el Sur, también podía invadir la parte Sur de la Cordillera Central. Nuevos movimientos que probablemente acaecieron en el Jurásico Superior, incitaron la reactivación de la erosión y promovieron la deposición de sedimentos clásticos. También el Cretáceo se inicia con depósitos terrestres que pronto, en el Neocomiano, se vuelven marinos. Del flanco W de la Cordillera Central no se conocen hasta ahora rocas del Mesozóico antiguo; en el Sur, las rocas eruptivas del Cretáceo se colocan inmediatamente sobre el Precambriano y sobre los

plutones del basamento, con intercalación de esquistos, areniscas y li
ditas en la parte alta. Pero en el N, en Antioquia, aparecen esquis-
tos arcillosos y calizas con fósiles del Cretáceo Inferior entre el ba
samento y las rocas efusivas, y hemos de suponer que esta transgresión
proveniente del Oriente avanzó por encima de la actual Cordillera Cen-
tral hasta la región del foso del Cauca-Patía. La preformación de es-
te foso ya comenzó en el Terciario Inferior, según lo demuestran los
estratos carboníferos interrumpidos por pasajeros intervalos de sedi-
mentación marina. Nuevos movimientos que se produjeron el Terciario
Superior, a lo largo de las dislocaciones, continuaron profundizando
el foso, nivelándose pronto la superficie con los depósitos potentes de es
te período, de modo que pudieron abarcar extensamente el espacio de las
cordilleras vecinas Occidental y Oriental. Hacia el final del Terciario,
las glebas del interior del foso se fragmentaron definitivamente, desatan
do un vasto volcanismo efusivo. Las grandes glebas de las dos cordille-
ras que franquean el foso, en unión de los escalones marginales, fueron
escurridas a lo largo de dislocaciones erguidas sobre las glebas descen-
dientes del foso.

La Sierra Nevada de Santa Marta en que vuelve a emerger el basa-
mento cristalino, sobre la prolongación de la Cordillera Central, es un
macizo amplio que llega en el Pico Bolívar (5575 m) a las regiones de la
nieve eterna. Ella tiene la forma de un triángulo, cuyo vértice está en
el EW, cerca de Santa Marta sobre el mar Caribe, mientras que la base li
mita con el terreno bajo del río César que es la división entre la sie-
rra en cuestión y la serranía de Perijá. El macizo evidentemente está
limitado en todos los lados por dislocaciones cuya diferencia de altitud
es espcialmente grande en los bordes N y W. El basamento cristalino que
comprende la mayor parte del triángulo, consta mayormente de diferentes
edades y de esquistos metamórficos. En particular, la parte glaciada
central parece corresponder a una intrusión más bien jóven de rocas gra-
nodioríticas de hábito andino. Es sensible que, aparte de la discripción
que hace BERGT de las rocas colectadas por SIEVERS, no exista una investi
gación petrográfica detenida. Hacia el SE, contra el valle del César,

el cristalino se hunde debajo de los estratos rojos de Girón-Payandé y de sus intercalaciones de rocas efusivas ácidas (pórfidos cuarzosos) y básicas (melafidos y porfiritas diabásicas). En una gleba de la serie de Girón del borde occidental del macizo, a 32km al SE de Fundación hundida dentro del cristalino, MARTIN Y RENZ (bajo TRUMPY) encontraron en la quebrada de Los Indios una secuencia de 200 m de magnitud, constituída de areniscas cuarcitas y esquistos arcillosos silíceos con esterias que puede representar el Rético; las areniscas calcáreas contienen una fauna marina, pero mal conservada que posiblemente guarde relación con el Liásico del extremo N de la Cordillera Central. También en el interior del macizo se observa el escamamiento de la serie de Girón entre las rocas cristalinas. Estos escamamientos generalmente tienen dirección NE e indican un cambio del rumbo de las rocas del macizo con respecto a la Cordillera Central. Más al E, el basamento vuelve a emerger, sobre la prolongación del macizo en la península de la Guajira que avanza largamente hacia el mar Caribe. De entre los depósitos más jóvenes, se levantan ahí cuatro sierras cristalinas menores, investigadas por STUTZER. Ellas constan de neises, esquistos anfibólicos, filitas y cuarcitas que llevan rumbo ENE y están intruídas por granito y gabbro. También se observaron residuos de sedimentos y pórfidos cuarzosos de la serie de Girón-Payandé, trangredidos en las márgenes por calizas coralinas del Cretáceo Superior.

BIBLIOGRAFIA

BERGT, W. — Die aeltaren Massengesteine, kristallinen Schiefer und Sedimente. (W.REISS und A. STUBEL: Geologische in der Republik Colombia II, 2). Berlin 1899.

GROSSE, E. — Geologische Untersuchungen des kohlefuehrenden Tertiaers (alemán y castellano). Berlín 1926.

———— *Acerca de la geología del Sur de Colombia. I. Huila y alto Caquetá. Compil. est. geol. ofic. en Colombia. 3, Bogotá 1935.*

———— *Acerca de la geología del Sur de Colombia. II. Patía y Mariño. Id. 3, 1935.*

HETTNER, A. y LINK, G. Beitraege zur Geologie und Petrographie der columbianischen Anden. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 40, 1888.

KEHRER, W. Estudios geológicos en Mariño y el alto Putumayo. Bol. de Min. y Petrol. 73–78, Bogotá 1935.

———— *Zur Geologie der suedlichen Zentral- und Ostkordillere der Republik Kolumbien. N. Jahrb. f. Min. etc. Bbd 80 B, 1939.*

SCHEIBE, R. Informe sobre los resultados de la comisión científica nacional en Antioquia. Compli. est. geol. ofic. en Colombia I, Bogotá 1934.

STUTZER, O. Beitraege zur Geologie des Cauca-Patía-Grabens. N. Jahrb. f. Min. etc. Bbd. 57 B, 1927.

———— *Contribución a la geología del foso del Cauca-Patía. Compil. est. geol. ofic. en Colombia II, Bogotá 1934.*

———— *Zur Geologie der Halbisel Goajira. N. Jahrb. f. Min. etc. Bbd. 59 B, 1928.*

———— *Contribución a la genlogía de la península de la Guajira. Compil. est. geol. ofic. en Colombia II, Bogotá 1934.*

THUMPY, D. Precretaceous of Colombia. Bull. Soc. America 54, 1943.

LA CORDILLERA ORIENTAL DE COLOMBIA Y SU EXTENSION AL ECUADOR

A. EL VALLE DEL RIO MAGDALENA.

La Cordillera Oriental de Colombia está separada de la Cordillera Central por un valle de alrededor de 1000 km de longitud, recorrido por el río Magdalena de S. a N. Este valle fue descrito como foso, inicialmente por STUTZER y luego por HARRISON. Investigaciones más recientes respaldadas por perforaciones en la región de Honda, sin embargo han demostrado que el sector medio del valle, entre Mariquita y Girardot, no está fallado contra el borde oriental de la Cordillera Central. La superficie pre-mesozóica del zócalo cristalino de esta cordillera más bien se sumerge ahí con buzamiento suave y parejo hacia el E, debajo de los sedimentos terciarios del valle. En este sector transgrede primeramente el Terciario Superior (estratos de Honda) en posición suave sobre las rocas cristalinas de la Cordillera Central permaneciendo los depósitos terciarios y mesozóicos más al Oriente. Condiciones completamente distintas reinan en el sector superior del valle del Magdalena, desde la latitud Girardot-Ibagué al Sur. En el codo del río, aguas abajo de Girardot, hasta Guataquí, pliegues perturbados del Cretáceo y del Terciario Inferior se prolongan con rumbo WSW desde el lado oriental del valle al lado occidental, bordeados al Norte por la curva Guataquí-Rovira-Chaparral. Según STILLE, se forma aquí una serie de escamas del Cretáceo y Terciario que se extiende allende el río Saldaña hacia la región de Natagaima. El viejo zócalo de la Cordillera Central sin embargo no aparece sino más al Oeste, en la línea Payandé-Chaparral, debajo de la serie juratriásica de Payandé que lo trangrede. En todo caso es posible que las dislocaciones observadas por STILLE participen en el hundimiento del zócalo antiguo, tanto más, cuanto que las secciones antes comentadas, referentes al extremo Sur del valle del Magdalena, revelan una estructuración prolongada de glebas contra el borde E de la Cordillera Central. Como veremos luego, el sector Sur del valle del Magdalena también limita contra la Cordillera Oriental a lo largo de fallas y dicho sector, por lo tanto, debería ser un foso, que se levanta hacia el Sur de modo semejante como el foso del Cauca-Patía, pero ya a una latitud más septentrional. La constitución geológica del contrafuerte de la sier

rra de la Fragua que confina el valle hacia el Sur, es completamente desconocida. Según observaciones de GROSSE en el río Caquetá, cuyo curso superior rompe el pie SE de esta sierra, ella podría estar formada, a igual que la Cordillera Central, por rocas precambrianas y por glebas del Cretáceo y de plutones graníticos sumidas en aquellas. La Sierra de la Fragua evidentemente corresponde a una parte solevantada del fondo profundo del valle del Magdalena que ahí tiene su término Sur. En esta parte meridional, según GROSSE, la estructura de glebas también prevalece en el borde oriental del valle. Según dicho autor, una gleba de profiritas de la serie de Girón y del Cretáceo, con intrusiones graníticas, ha sido erguida a lo largo de una falla que va desde Garzón por Altamira y Naranjal hasta la región E de Pitalito. Sobre la gleba con inclinación E, se colocan estratos infraterciarios del Guaduas en el valle del Suaza, que despunta a lo largo de otra falla contra los neises y granitos del macizo de Garzón que representa la parte Sur de la Cordillera Oriental. De la región al SE de Natagaima disponemos de una sección geológica por la Cordillera Oriental elaborada por O. RENZ (bajo TRUMPY) que permite reconocer claramente, en numerosos sobrecurrimientos, un movimiento de E a W, hacia el valle del Magdalena. El Terciario del valle está hundido por medio de una falla erguida contra un plutón granítico que está superpuesto en el pie de la Cordillera Oriental por una secuencia de estratos que conduce de las capas rojas con porfiritas de la serie de Girón a través de todo el Cretáceo al Terciario Inferior. También hay estudios de STILLE de esta región, poco al N, entre Natagaima y Dolores. Pero este autor confundió los estratos rojos de la serie de Girón y sus diques de rocas ácidas y le lechos básicos con los estratos infraterciarios de Guaduas que son muy semejantes. (E. A. SCHEIBE, pag. 50). Las rocas que colectó han sido examinadas recientemente por LEHMANN y se trata siempre de tipos acentuadamente alcalinos. Una intrusión de monzonita cuarzosa está acompañada en la vecindad por filones de tinajita, de rocas del grupo de los keratófidos cuarzosos y de silos de pórfido bostonítico y vogesita sódica. Hacia el Norte, la pendiente W de la Cordillera Oriental consta íntegramente de capas del Cretáceo que contienen al W de Dolores (To

lima) un derrame porfirítico encima del nivel albiano de Oxytropidoceras, en la base de la Arenisca albo-cenomaniana de Une. En el filo de Cerro Gordo, fallado sobre el lado W, limítrofe con el Magdalena, el Cretáceo trangrede sobre el Juratriásico volcánico con sedimentos rojos, a los cuales sigue hacia el E un miembro de arenisca clara y luego esquistos arcillosos del grupo de Villeta, comprendido por HUBACH entre el Barremiano y el Cenomaniano. Dicho filo se prolonga y se hunde, a lo largo de una falla marginal occidental, hacia el Norte bajo el Cretáceo Superior (grupo de Guadalupe; Turoniano-Maestrichtiano Inferior) y contra él terminan bruscamente los pliegues que descienden al SW en la región de Melgar-Cunday. Entre el pie del filo y el río Magdalena, el valle del río está compuesto de la formación miocena de Honda, al parecer transgresiva sobre el Mesozóico y ligeramente plegada, y de depósitos pleistocenos fluviales y tobáceos. Los estratos de Guadalupe que llevan el sello de la facies de Bogotá, reposan conformemente sobre el nivel de Exogyra squamata (mermeti) y constan en la parte basal de liditas concrecionarias del Turoniano, a las cuales siguen esquistos ardillosos en parte silíceos o bituminosos del Coniaciano. Sin interrumpirse el Coniaciano, éste todavía constituye la parte inferior del conjunto superior arenoso del grupo de Guadalupe; el resto del Senoniano, más el Maestrichtiano Inferior, forman la parte superior que lleva en la parte alta, debajo de la arenisca del techo, un nivel franjeado de liditas y litomargas del Campaniano-Maetrichtiano Inferior, llamado Plaeners. Al N de Girardot, el espolón cretáceo provoca el codo aludido arriba del río Magdalena y obedece a una serie de anticlinales cretáceos fallados de rumbo NE, que descienden al SW, con intercalación de ensenadas terciarias entre Melgar y Cunday y contra el filo del Cerro Gordo del borde E del Magdalena. En las ensenadas, sobre todo en la de Tocaima (R. SCHEIBE) se distingue la leve discordancia inter-maestrichtiano (entre los grupos de Guadalupe y Guaduas) y la tendencia de extinción del Guaduas Inferior hacia el alto Magdalena. En la parte E del sinclinorio de Tocaima, el Oligoceno conglomeráceo (formación Barzalosa) transgrede a lo largo de una línea N-S sobre el Cretáceo Superior erguido hasta invertido que es sustituído por subplegamientos del grupo de Villeta que culminan en el domo

del Diamante (al E de Apulo) con el afloramiento de la arenisca de grano grueso hasta conglomerácea de Cáqueza (techo del grupo de Cáqueza que comprende el Hauteriviano, el Valanginiano y posiblemente el Jurásico más Superior). Este sitio es apropiado para estudiar la transgresión tardía (barremiana o aptiana) que se efectúa al W de la línea Villeta-Apulo-Dolores y sigue hacia todo el alto Magdalena, contrastando con gran parte de la Cordillera Oriental donde la sedimentación se inicia en el Valanginiano o en el Jurásico más Superior. Lo propio explica la razón de que el Cretáceo del alto Magdalena, desde Girardot al Sur, sea de espesor reducido, en tanto que el Terciario Inferior, con facies del Alto del Sargento (al W de Guaduas) conserva su espesor y su desarrollo notablemente conglomerádceo hasta la parte Sur del Departamento del Huila. Debe tenerse presente que el sobrescurrimiento de Cambao que pasa a poca distancia al E del río Magdalena y de Ambalema, no interviene en el cambio referido de transgresión, sino que se dirige, al Norte de Guataquí, hacia Piedras en el lado W del río y se prolonga luego al Sur, como sistéma, vía de Rovira hacia la región al N de Chaparral. Desde Cambao al N, el sobrecurrimiento pasa al curso bajo del río Negro y puede seguirse hacia Monteoscuro, a unos 35 km al SSE de Puerto Berrío. Entre el curso superior del río Ermitaño y el río Minero que se halla al E, con desplazamiento de 20 km al E, se desarrolla una nueva falla marginal de rumbo NE (falla de Salinas de Olson), a lo largo de la cual el Terciario del lado occidental se hunde al N y por lo tanto, se amplía la cuenca del sector medio del valle del Magdalena, recorrida por el río Carare, que se extiende al Norte hacia Gamarra (al S de El Banco). En la parte serrana alta Sur, entre los ríos Ermitaño y Minero (curso alto del río Carare) se destaca un filo mayor, y otro entre el río Opón y Barrancabermeja (río Magdalena, abajo de Puerto Berrío), compuestos de varios anticlinales escalonados y relativamente cortos. Tales pliegues constan de estratos estuarinos, lacustres y fluviátiles del Terciario Inferior, excepto en la parte más meridional del primer filo mencionado (serranía de La Aguada) donde aflora, según ERMISCH, el Cretáceo; el flanco W generalmente está hundido y se halla sobrescurrido por el flanco oriental. Las condiciones

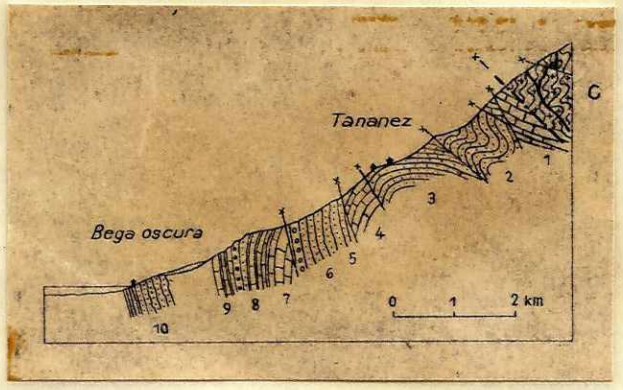


Fig. 46.- Sección geológica de la pendiente occidental de la Cordillera Oriental al W de Ocaña, según EUGSTER.

c = Cristalino; 1 = Calizas arenosas grises con intercalaciones de margas; 2 = Calizas arenosas de meteorización amarillenta; 3 = Calizas arenosas grises; 4 = Caliza azul oscura, bituminosa; 5 = Areniscas tiernas, pardas; 6 = Arenisca gris con manchas rojas; 7 = Caliza azul oscura; 8 = Arenisca de grano fino, gris; 9 = Caliza silícea azul oscura con concreciones silíceas, alternando con areniscas margosas abigarradas; 10 = Arenisca blanca de grano grueso.

favorables, referentes al almacenamiento de petróleo en estratos terrestres del Terciario Inferior que puede haber ascendido por fallas desde el Cretáceo, crearon una industria de petróleo floreciente. La migración del petróleo desde el Cretáceo, establecida por STUTZER, ha sido aplicada también por OLSON para el campo de Velásquez que se extiende más al Sur, desde el curso más inferior del río Negro al Norte. Al Norte del río Sogamoso, la dislocación marginal contra la Cordillera Oriental vuelve a dirigirse al N y se desarrolla al pie del macizo de Santander. Según lo indica una sección geológica de HUGSTER, dede Ocaña al W, las rocas cristalinas del macizo, escamadas repetidas veces por glebas cretáceas, están sobrescurridas al W contra el borde del valle (fig. 46).

Resulta así que el valle del Magdalena es un graben legítimo, tanto en el Sur como en el Norte, o sea una faja relativamente angosta, hundida entre dos zonas marginales dislocadas. En las parte S del valle alto del Magdalena, al N y al S de Honda, según hemos visto, solo se determian dislocaciones en el lado oriental, al pie de la Cordillera Oriental. La principal (según secciones geológicas de HUBACH y HUTLER) hace desviar flexuradamente el Cretáceo del potente Terciario Inferior. Este forma un suave sinclinal, cuyo flanco occidental corresponde a la escarpa alta del Alto del Sargento, constituída de la formación de Gualanday (Eoceno-Oligoceno) y en general de la parte alta, paleoceno del grupo de Guaduas, en el término W del cual el sobrescurrimiento de Combao o Cambrás lo pone al contacto con la formación miocena en Honda. Por fin, en la región de Honda, el Honda ligeramente plegado vuelve a estar sobrescurrido en escamas al W sobre los mismos estratos de Honda que tienen leve buzamiento general al W y que se superponen al cristalino del pie de la Cordillera Central en cual se sumerge al E (cuadro 5 a).

Volvamos otra vez la vista sobre los sedimentos que componen el valle, dado que ellos pueden darnos noticia sobre el tiempo y el desarrollo de los movimientos tectónicos. Las condiciones en el límite entre el Cretáceo y el Terciario fueron aclarados por una investigación de CAUDRI,

paleontóloga, quien estudió una fauna de foraminíferos (Lepidorbitoides, Salcoopercalina, Rhanicothalia) que procede de lentes de calizas de arrecifes contenidos en los conglomerados del borde bajo de la escarpa del Alto del Sargento que se había colocado en la base de los estratos de Guaduas. Estos conglomerados y areniscas de La Cimarrona evidentemente revelan la fase de regresión del mar durante el cambio del Cretáceo al Terciario porque el yacente (relacionado aquí con el Umir) todavía lleva amonitas (Sphenodiscus) y foraminíferos (Siphogenerinoides bramletti) del Cretácco. Los depósitos del Terciario son terrestres como en los terrenos altos de la Cordillera Oriental, pero son mucho más variados, además los sedimentos son más inestables y están frecuentemente interrumpidos por erosión de los estratos yacentes y transgresión de los superpuestos. En relación con el espesor local muy grande que adquieren los depósitos, todo esto indica que durante su generación tuvo lugar un profundización persistente del valle del Magdalena. Pero ésta tuvo interrupciones y no fue pareja en el valle que longitudinalmente muy extendido. Por ejemplo resultan diferencias tan grandes en el desarrollo estratigráfico de la cuenca de Honda, por un lado, y la del Carare por otro, que es muy difícil una paralelización de los diferentes grupos de estratos. En la cuenca de Honda (hasta Guaduas), así como en el terreno alto de la Cordillera Oriental, el Terciario más Inferior y parte del Maestrichtiano están representados por los estratos carboníferos de Guaduas. Con leve discordancia siguen encima los depósitos del Eoceno y del Oligoceno que se reúnen bajo el término de formación de Gualanday. En la región del Carare, situada en el curso medio del Magdalena, los estratos de Lisama representan el Paleoceno, y los de Toro y Chorro el Eoceno, según WHEFLER. En el Oligoceno aparecen tres horizontes fosilíferos que llevan moluscos limno-salobres. El inferior, llamado Los Corros determina el límite entre el Eoceno y el Oligoceno y contiene gastrópodos (Cerithidae) y bivalvas (Corbulidas) de agua salobre. El horizonte medio, llamado Mugrosa, solo ha dado gastrópodos de ríos (especies de Hemisinus). El superior, o la Cira, contiene fuera de Hemisinus, bivalvas de agua salobre (Corbulidae) y representa por ahora el límite superior del Oligoceno. En la cuenca de Honda solo pudo comprobarse el nivel fosilífero más superior.

En los estratos fosilíferos referidos, evidentemente se trata de depósitos de un predecesor terciario del Magdalena que, como hoy en día, iba acompañado de brazos muertos y de ciénagas; no parecen señalar proximidad del mar. Tan solo en el Mioceno, el mar volvió a avanzar hasta la zona de El Banco donde está el término N del valle medio del Magdalena. En el curso medio del Magdalena, el Mioceno está representado por los estratos de Honda, cuya parte inferior consta de sedimentos arenosos-arcillosos, que, empero, hacia arriba asquieren una constitución más y más clástica gruesa. Las intercalaciones de conglomerados en la parte superior y los guijos participantes de rocas cristalinas y de lidítas acusan un solevantamiento fuerte de las Cordilleras Central y Oriental para este tiempo, que finalmente condujo en la margen oriental al escurrimiento de estratos del Cretáceo Superior y del Terciario Inferior sobre los estratos de Honda que conocemos como falla de Cambao o Cambrás, con fuerte buzamiento oriental. Simultáneamente, los rodados de rocas andesíticas neovolcánicas anuncian el inicio de la actividad volcánica en la Cordillera Central. Según BUTLER, cuya interpretación seguimos, los estratos de Honda (Real, en la cuenca del Carare) del valle del Magdalena al N de Girardot, siguen concordantemente sobre el Terciario Inferior y fueron plegados en unión de éste tan solo al final del período; sin embargo, en el borde occidental transgreden, con posición poco inclinada, sobre el cristalino de la Cordillera Central. Según HUBACH, el Honda podría estar representado en la planicie alta (Sabana) de Bogotá por los estratos de Tilatá de R. SCHEIBE que llevan exclusivamente la Sacoglottis de BERRY en la base y que, apenas tectónicamente afectadas, trangreden sobre el Terciario Inferior y el Cretáceo Superior; pero éstos pueden ser pliocenos. En todo caso es llamativo y significativo que en la Cordillera Oriental no se hayan encontrado sedimentos fidedignos del Mioceno, como también es diagnóstico que de Girardot hacia el Sur, el Honda no es concordante con el Oligoceno como sucede desde dicha población al N, sino extremadamente discordante sobre estratos muy fuertemente plegados y fallados que van desde el Oligoceno Superior hasta el Juratriásico. Se vislumbra así un fuerte orogenismo del Mioceno Inferior que actuó en el valle alto del Magdalena y en la Cordillera O-

rientál y que contrasta con la subsidencia (sinorogenismo) de la zona de Honda y de la cuenca del Carare. En la región de Honda y en la cuenca del Carare, el Honda está superpuesto discordante y en veces disconformemente por la formación de Mesa (Capas de Mesas Tobáceas, de HETTNER), de posición horizontal, compuesta principalmente de conglomerados gruesos hasta medianos y tobas andesíticas; la erosión ha cortado la planicie original y la ha dividido en montes testigos; su edad puede ser pliocena. Los grandes abanicos conglomeráceos y tobáceos como principalmente el de Ibagué y otros menores al N y al S hasta San Agustín, siempre distribuídos según la localización de los centros volcánicos actuales que fueron los mismos de este el Mioceno, demuestran que el volcanismo de la Cordillera Central prosiguió desde el Mioceno hasta el Pleistoceno y en parte el Holoceno. Estaba limitado al N por el grupo de Ruiz y repartió sus productos tanto por el valle del Magdalena como por el del Cauca-Patía, el cualtuvo sus propios centros de actividad en parte andesítica, en parte basáltica por ejemplo en el sector de Antioquia (formación miocena de Combia de GROSSE, 1926) y probablemente en Nariño. También en la mitad N de la Cordillera Occidental, hay manifestaciones neovolcánicas, entre las cuales resalta la del volcán Torrá (3670 m), situado al E del curso medio del río San Juan en el Chocó. En la Cordillera Oriental, solo se conocen dos volcanes de edad pliocena o pleistocena antigua, de tipo dacítico, ubicados al NE de Tunja en Paipa e Iza. Se infiere así que debe haber habido razones tectónicas que motivaron el volcanismo prácticamente nulo al E de la Cordillera Central, su ubicación en este eje andino (vértebra andina de TULIO OSPINA) y su reducida actividad al N del eje, excepto en el terreno interandino y en la Cordillera Occidental de la mitad septentrional del Ecuador y en Nariño.

B. EL INICIO DE LA CORDILLERA ORIENTAL COLOMBIANA EN ECUADOR

Como inicio o preliminar meridional de la Cordillera Oriental se pueden considerar en el Oriente del Ecuador los solevantamientos de las

sierras de Cutucú y del Napo, antepuestas por el E a la "Cordillera Real" de este país (fig. 42). La mayor parte de la sierra de Cutucú cuya geología apenas recientemente se conoció por las investigaciones de geólogos de petróleo, se prolonga al Sur, allende el valle labrado por el río Santiago, a la serranía del Cóndor, geológicamente completamente desconocida, y está conectada por medio de ésta con la Cordillera Oriental del Perú. Esta cordillera se dividiría por lo tanto en el Norte del Perú en dos ramas, entre las cuales la occidental conduce vía del nudo de Sabanilla y de la serranía de Zamora a la Cordillera Oriental ecuatoriana, mientras que la oriental estaría constituída por la serranía del Cóndor y por la sierra de Cutucú. Según estudios de TSCHOPP, OPPENHEIM y BHUEI, se le puede considerar en general como una masa elevada de estratos mesozóicos y de flancos erguidos que se levanta al Sur del río Pastaza entre el Terciario subandino. En el Sur, hacia el río Santiago, ella se parte en un anticlinal oriental ancho que se desvía con rumbo SSE a la región entre el río Santiago y el río Morano. Se le puede seguir como cadena subandina, entre estos ríos, hacia el Sur y cruza el río Marañón en el Pongo de Manseriche (veáse bajo zona subandina del Norte de Bolivia y del Perú). En la parte N de la sierra de Cutucú aparecen los estratos más antiguos que constan de esquistos oscuros, frecuentemente grafíticos o nudosos y estos traspasan localmente a areniscas cuarcíticas. De los esquistos se extrajo una lingula que hace probable una edad devoniana de estos estratos de Pambuiza. Según OPPENHEIM, esta serie de Pambuiza, intensamente plegada, está subyacida por rocas más metamórficas y por intrusiones graníticas del Precambriano. Sobre la serie de Pambuiza se extiende discordantemente la serie de Macuma que llega a tener más de 1500 m de espesor y que se inicia con una alternancia de calizas silíceas y esquistos arcillosos negros, muchas veces arenosos, consistiendo en lo demás de calizas macizas, claras, en veces oolíticas o de areniscas cuarcíticas de color verdoso-grisáceo. Estos estratos contienen una rica fauna del Carbonífero Superior, determinada no solo por braquiópodos sino también por foraminíferos características (fusulinella y Mumulostegina) que se encontraron en la parte inferior de la sección alta del Macuma. Ya que

la fauna de la parte superior de esta sección no ha sido examinada de cerca, es muy factible que también el Permiano Inferior esté represen tado en la serie de Nacuma, como es el caso en el Norte del Perú. En los estratos paleozóicos existen filones de rocas eruptivas básicas y también intrusiones de granito y diorita, pero ellas no han sido ana-lizadas petrográficamente, y no se puede avanzar opinión sobre su e-dad.

Hacia el Sur, el Paleozóico se hunde bajo una secuencia poten te de calizas silíceas o arenosas, con interposición de esquistos are nosos micáceos o de esquistos bituminosos. Estos estratos de Santia-go constituyen más al Sur todo el interior de la cordillera. Aparte de bivalvas, radiolarios y restos de peces, se hallaron Arietes que confirman la edad liásica de al menos una parte de la serie. Pero nos parece posible que, a igual que en el N del Perú, todavía pueda estar presente el Triásico Superior. En la parte SW de la sierra de Cutucú se intercalan en grado progresivo brechas y tobas volcánicas entre los estratos del Mesozóico Inferior, a las cuales frecuentemente penetraron lavas porfiríticas y felsíticas. Con una superposición que avanza has ta el Paleozóico Superior, siguen a los estratos de Santiago, los es-tratos de Chapiza. Ellos constan de areniscas rojas con alternancia de esquistos arcillosos abigarrados que llevan algo de yeso. La serie de Chapiza, que equivale en Colombia a la parte media del grupo de Gi-rón y en Venezuela a la parte superior de la serie de La Quinta, por su parte va trangredida por la Arenisca de Rollin que TSCHOPP coloca en la parte baja del Cretáceo por estar conectada concordantemente con la for mación superpuesta del Napo. El juzga que la estratificación variable de los estratos de Chapiza con respecto al yacente como al respaldo su peior no solo obedece a transgresiones sino también a discordancias tec tónicas. La discordancia en el respaldo superior entonces equivaldría al orogénesis tardi-jurásico en la parte Sur de las Cordilleras; la dis cordancia yacente podría relacionarse con movimientos que corresponden en el S al hiato bathoniano. Según esta interpretación, la serie de Cha piza reemplazaría al Calloviano, el Oxfordiano y el Kimmeridgiano, y la

Arenisca transgresiva de Hollín abarcaría no solo el Neocomiano sino probablemente también el Tithoniano. Según TSCHOPP, la penillanura pre-Hollín todavía se conserva bastante bien en la parte N de la sierra de Cutucú, encima del núcleo sumergente jurásico-paleozóico. En el flanco oriental de la sierra de Cutucú, la sedimentación terrestre del Cretáceo se interrumpe con la deposición de los estratos calcáreos marinos del Napo que contienen bivalvas y amonitas del Albiano, del Cenomaniano, Turoniano y Coniaciano. Estos, a su vez, están superpuestos, mediante una discordancia erosiva, por arcillas y areniscas rojas y pardas, con intercalación ocasional de calizas seudo-oolíticas y de margas. Ellas se llaman en el Ecuador estratos de Tena y representan según TSCHOPP no sólo el Cretáceo más Superior sino también el Paleoceno. Los depósitos son mayormente de origen terrestre; los foraminíferos marinos y ostracodos de la base pueden bien ser material redepositado de los estratos del Napo, mientras que los foraminíferos (Rzehakina, Siphogenerinoides) y ostracodos de la parte superior hablan en favor de intercalaciones de agua salobre. El sector occidental o sea el más extenso de la sierra de Cutucú, con elevaciones hasta de 2000 m, está compuesto de un sinclinorio amplio, apenas suavemente plegado. La parte oriental que se independiza de la cordillera principal, es una estructura anticlinal fuertemente dislocada por fallas. Como los estratos del término N de la sierra de Cutucú buzan bajo los estratos terciarios también solevantados, se infiere que se trata de un orógeno del Terciario Superior con un núcleo paleozóico. El orógeno evidentemente ya recibió su primer solevantamiento durante el Jurásico Superior, pero fue emparejado vastamente poco después. (Cuadro 2).

Al N de una depresión que penetra profundamente al W contra la Cordillera Oriental ecuatoriana, entre los ríos Pastaza y Napo, y que está compuesta de Terciario y depósitos más jóvenes, se levanta en el N del Ecuador, a continuación de la sierra de Cutucú la sierra domal del Napo. Ella consta de una gleba levemente plegada, de más de 150 km de lontitud y de más de 40 km de anchura formada de estratos cretáceos bajo los cuales asoma, en el borde E y también en el interior de la sierra, la facies

volcánica de Misahualli del Jurásico. En contraste con la sierra de Cutucú, esta gleba hace contacto inmediato en el Occidente con la Cordillera Oriental ecuatoriana que está escurrida sobre aquella a lo largo de una dislocación con fuerte buzamiento oriental. Hacia el E, la gleba del Napo se hunde por medio de una flexura fuerte bajo el Terciario subandino; en dirección Sur sigue, dentro del rumbo general, el anticlinal de Galeras con flanco oriental invertido y afectado por fallas. Aproximadamente en el centro de la gleba, está colocado el volcán Sumaco, de 3900 m de altitud, que fue todavía activo en tiempos históricos. En contraste con los volcanes andinos, las lavas producidas son, según COLONY, típicamente rocas alcalinas con Hauyna y probablemente nefelina, lo cual coincide con la posición del volcán en la orla supracontinental y subandina, del área geosinclinal andina.

C. LA CORDILLERA ORIENTAL DE COLOMBIA

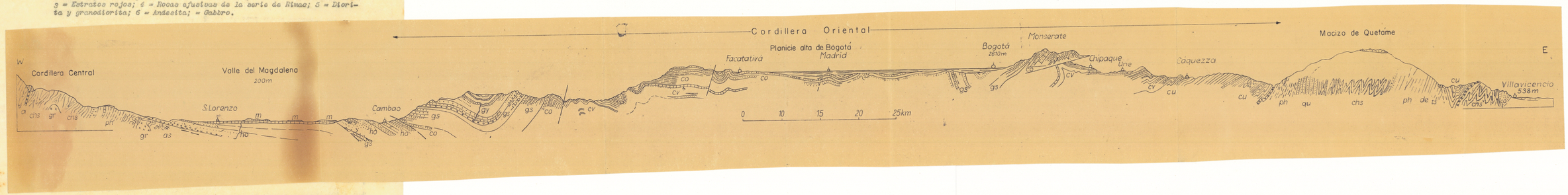
Se obtiene la impresión de que el solevantamiento del N del Ecuador prosiga allende el río San Miguel a Colombia. No existe todavía la seguridad sobre la relación en que está con la Cordillera Oriental porque del término Sur de ésta todavía no se tiene información precisa. Según el mapa geológico de Colombia de 1944, el cristalino de la Cordillera Oriental se distingue al Sur hasta la región al N de Puerto Limón en el curso alto del Caquetá; de ahí al Sur se sumerge bajo el Cretáceo o se reúne al basamento antiguo del subsuelo amazónico colombiano. Las dos sierras descritas del Ecuador en cuanto al desarrollo de su cubierta sedimentaria y al asomo de un macizo paleozóico en la sierra más meridional, se asemejan tanto a la Cordillera Oriental que deseamos considerarlas como los desfiladeros más meridionales de ésta, opinión que ya sugirió HETTNER (1892, pg. 10).

Son característicos de la Cordillera Oriental colombiana los extensos macizos paleozóicos que, extendidos en el sentido del rumbo gene

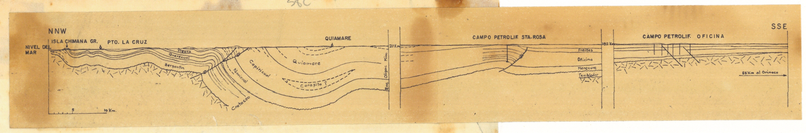
ral, surgen de la cubierta mesozóica y terciaria que fue plegada en el Terciario Superior. El más meridional de ellos se designa comunmente como macizo de Garzón, según la población del mismo nombre en el curso alto del Magdalena. Este ocupa todo el sector Sur de la Cordillera Oriental y abarca desde el río Caquetá hasta la región al E de Neiva, respectivamente hasta las vertientes del Guayabero, afluente del Guaviare. Del núcleo cristalino que fue atravesado por W. KEHRER entre la población de Guadalupe sobre el río Suaza y Florencia en el pie E del macizo, éste da una descripción pormenorizada. Se desprende de ahí que el macizo tiene una composición muy variada de rocas a causa de las muchas y diferentes intrusiones que se presentan en el basamento cristalino de apariencia arcaica. Este consta de neises y esquistos micáceos con filones de pegmatitas e intrusiones abisales, también más o menos metamórficos, cuya edad remeta se desprenden de la influencia dinámica alta, expresada frecuentemente por esquistosamiento y transformación de minerales. A las intrusiones de hábito principalmente granodiorítico que tectónicamente han sido poco o nada afectadas, les adscribe KEHRER edad infraterciaria. Al W de Florencia, el cristalino termina en una falla contra los sedimentos más jóvenes. Estos consisten en bancos de conglomerados, areniscas micáceas y arcillas rojas o vináceas que posiblemente corresponden a la serie eomesozóica de Girón. Encima hay areniscas y arcillas arenosas, abigarradas que podrían ser del Terciario Superior a juzgar por las tovas andesíticas intercaladas. Al NE de Florencia, el macizo de Garzón se ancha con espolones cristalinos que van apareciendo hacia el E y que están separados por ensenadas terciarias que ascienden al N y se despojan de su cubierta sedimentaria. En el término septentrional del macizo, las rocas cristalinas de la parte oriental están cubiertas del Paleozóico Inferior (TRUMPY) que vuelve a sumergirse bajo la cubierta mesozóica en forma de dos solevantamientos, separados por un sinclinal cretáceo-terciario. Los esquistos metamórficos del Precambriano Superior, tan expandidos en la Cordillera Central y en las demás áreas de la Cordillera Oriental, parecen ser escasos según los conocimientos que tenemos. Probablemente, el macizo ya fue erguido una vez en tiempos prepaleozóicos y tan fuertemente, que el Precambriano fue víctima de la e-

556

Plancha 5ª.- Sección geológica del valle del Rimac, Perú central, según STEINMANN, DOUGLAS y otros.— 1 = Cretáceo inferior; 2 = Cretáceo medio; 3 = Estratos rojos; 4 = Rocas efusivas de la serie de Rimac; 5 = Diorita y granodiorita; 6 = Andesita; = Gabbro.



Plancha 5b.- Sección geológica por la Cordillera Oriental de Colombia,- desde el valle del Magdalena en Honda por Bogotá hacia Villavicencio en el borde de los Llanos Orientales, según HUBACH.
a = Andesita; cv = Villeta, Barremiano-Cenomaniano; cu = Neocomiano y - Titoniano?; ds = Esquistos de grauvaca, Devoniano; ts = Esquistos arcillosos oscuros, Carbonífero; ph = Filitas; chs = Esquistos cloríticos - del Grupo de Quetame; as = Esquisto anfibólico; gr = Granito.


NNW
ISLA CHIMANA GR.
PTO. LA CRUZ
NIVEL DEL MAR
QUIAMARE
CAMPO PETROLIF. STA. ROSA
CAMPO PETROLIF. OFICINA
SSE
Pliocuaternario
Mioceno
Oligoceno
Cretáceo
Basamento
Quiamare
Carapita
Oficina
Merecure
Oficina
Naricual
Canoa
Quebradon
Roblecito
Basamento

rosión antes de la transgresión del Paleozóico Inferior.

Después de un corto trayecto cubierto de Cretáceo, a continuación el rumbo de la parte oriental del macizo de Garzón, el Paleozóico vuelve a aflorar en el extremo SE del macizo de Quetame que aparece como un vector y buzada NE del macizo de Garzón. Este también es bastante angosto en comparación con la longitud la cual llega desde las vertientes del río Guayabero hasta la salida del río Batá de la cordillera, o sea casi hasta los 5º lat. N, donde se hunde bajo el Neocomiano (grupo de Cáqueza). Debajo del Paleozóico Inferior de su borde SE surgen esquistos metamórficos, esquistos cloríticos, grafíticos, filitas y cuarcitas que HEITNER ha reunido bajo el concepto de estratos de Quetame. Sus rocas están más intensamente plegadas que el Paleozóico Infeior que las cubre discordantemente. Según O. RENZ (bajo TRUMPY), éste consiste en la travesía del camino Uribe-alto Magdalena por la Cordillera Oriental, de esquistos arcillosos y de calizas arenosas que contienen trilobitas del Cambriano Medio en el río Duda; más al Oeste, sobre el río Ambica, hay esquistos grises con Didymograptus y Tetragraptus del Areniginiano. El Paleozóico Inferior del macizo de Quetame está transgredido nuebamente en esta región por una cubierta sedimentaria gruesa que consta anto todo de Cretáceo y Terciario Inferior. El Paleozóico Superior posiblemente está representado por la cuarcita de ambica que yace en apariencia concordantemente bajo el Cretáceo. Reproducimos aquí la sección levantada por O. RENZ desde Uribe, en el término SW de los Llanos Orientales, hasta el valle del Magdalena en la región de Dolores, que alcanza a pasar por el extremo Sur del macizo sumergente de Quetame (fig. 47). Al N de esta sección, el basamento premesozóico es partido por dislocaciones con caída erguida al W en cuatro glebas, entre las cuales cada una oriental está escurrida sobre la que sigue al Oeste. El Paleozóico Inferior y el basamento se hunden con flexura bajo el flanco oriental erguido de la cuenca cretáceo-terciaria de la población de Colombia, en el curso medio y alto del río Cabrera, afluente del Magdalena. En el borde oriental del macizo una flexura con fuerte buzamiento sumerge su cubierta mesozóica bajo el Terciario Superior de la orla,

y al N de Uribe, las rocas antiguas de su borde, exentas de Cretáceo, están sobrecurridas al Terciario del margen de los Llanos. En el interior del macizo aparece ahí una intrusión expandida en rocas en parte ácidas, en parte básicas, gábbricas.

En repetidas ocaciones (HETTNER 1892, THUMPY 1943, CLEMENTS 1946) fue descrita la sección geológica de la vía de Bogotá a Villavicencio que utiliza el valle de corte transversal del río Negro (cuadro 5 b). Entre Quetame y Villavicencio, predomina la serie de Quetame, constituída de esquistos metamórficos y cuarcitas que cargan restos erosivos cretáceos en la cumbre del macizo, llamada Los Organos. Al E de la serie principal de Quetame siguen filitas menos metamórficas, de color rojo y pardo, con areniscas rojas, en parte conglomeráceas. Entre estos estratos de Pipiral (HETTNER), existen al W de Servitá bancos de caliza con crinoídeos y planchas de areniscas de grauvaca, que muechas veces están completamente recubiertas de impresiones de Fenestalla, Spirifer y otros braquiópodos. Separado por potente y profundo sinclinal neocomiano, sigue arriba de Villavicencio el pequeño macizo de Villavicencio que consta de una gleba de rocas de Quetame, invertida al E que, por su parte descansa sobre una serie de Cretáceo y Terciario.

De la parte septentrional y del extremo N del macizo de Quetame hay observaciones de STUTZER, KEHRER y SUAREZ HOYOS, referentes principalmente a la región de Gachalá en el área del río Guavio. La serie de Quetame se encubre progresivamente al Norte de estratos del Paleozóico Superior, formados de areniscas arcillosas, esquistos arcillosos oscuros y caliza, ricos en fósiles típicos del Carbonífero Superior. En el cerro del Cobre, al NE de Gachalá las calizas cristalinas en forma de un anticlinal arguido, están superpuestas por capas terrestres en que STUTZER halló Neuropteris, Calamites y Cordaites. El Carbonífero transgrede sobre la serie de Quetame o, como en valle del río Humea, sobre granito (entre Gachalá y Medina). Según KEHRER, los feldespatos de esta roca ya estaban transformados en sericita cuando el mar del Carbonífero la cubrió. El espesor del Carbonífero llega a tener 1000 m en la

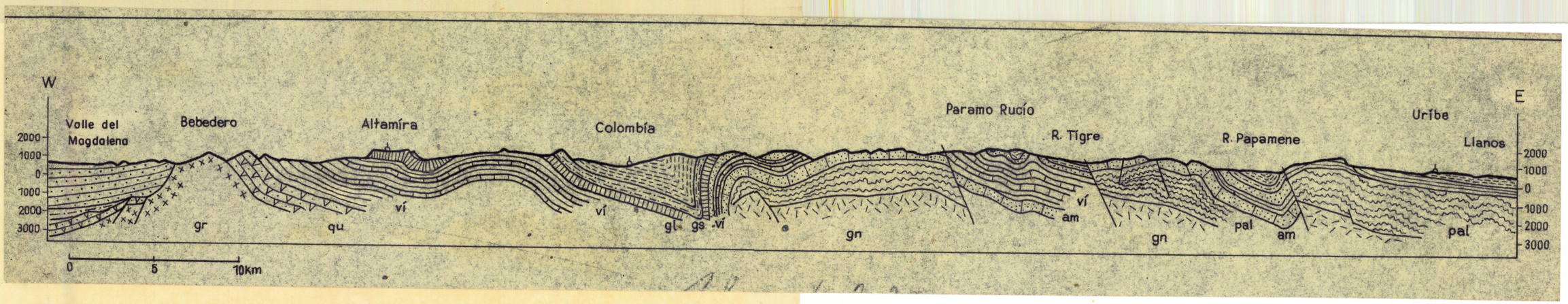


Fig. 47.- Sección geológica por la parte sur de la Cordillera Oriental de Colombia, desde el valle del Magdalena por la población de Colombia hasta el pie de los Llanos en Uribe, según O. RENZ.
gn = Basamento cristalino; gr = Granito; pal = Paleozoico inferior; am = Cuarcita de Ambica; qu = Serie de Girón, Triásico-Jurásico; vi = Villeta, Cretáceo medio; gl = Guadalupe, Cretáceo superior.

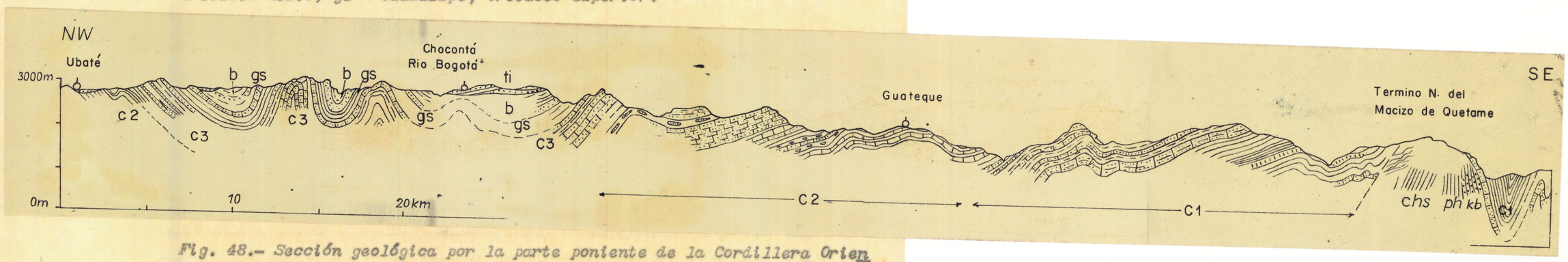


Fig. 48.- Sección geológica por la parte poniente de la Cordillera Oriental de Colombia, desde Ubaté hacia el término N del macizo de Quetame, según HUBACH.

ti = Tilatá; b = Bogotá, Terciario inferior; gs = Guaduas, Paleoceno-Maestrichtiano; C3 = Guadalupe, Maestrichtiano "inferior"-Turoniano; C2 = Villeta, Cenomaniano-Barremiano; C1 = Cáqueza, Hauteriviano-Valanginiano-Titoniano? kb = Carbonífero; chs, ph = Esquistos clorítico y Filitas tipo Quetame.

pendiente E de los Farallones de Medina; sus estratos están superpuestos transgresivamente, pero en concordancia por sedimentos del Neocomiano (estratos de Cáqueza). Desde STUTZER se sabe que el Carbonífero está escurrido sobre el Neocomiano arriba de La Vega en el río Guavio y en otros sitios que KEHRER tuvo ocasión de estudiar, sinembargo puede tratarse de complicaciones locales en vista de que observó en el río Humea una superposición normal de Cretáceo sobre Carbonífero en varios pliegues.

Claramente desplazado hacia el W en relación con el macizo de Quetame, se levanta más al NE, al W del río Chicamocha, entre la población de Sogamoso y Santa Rosa(Boyacá) el pequeño macizo de Guantiva que se extiende largamente al NW, en forma semejante como los dos macizoa ya descritos. La gleba principal y occidental se levanta bruscamente al W de Duitama en el sobrescurrimiento de Duitama que pone en contacto el Maestrichtiano con los estratos juratriásicos de Girón. Según SARMIENTO SOTO alcanzan a aflorar, tanto en el sobrescurrimiento que delimita la gleba al SE como en otros sitios, esquistos filíticos verdodos y arenisca cuarcíticas que son del Paleozóico o del Precambriano. En el páramo de Guantiva que es la gleba oriental, separada de la de Duitama-Charalá por un sinclinal cretáceo-terciario, flanqueado al W por el sobrescurrimiento de Duitama, se observan varias formaciones paleozóicas más o menos metamórficas, penetradas por granito. Como caso singular, al NE de Duitama, en la travesía hacia Soatá (valle del río Chicamocha), se presenta debajo de la serie de Girón una sucesión potente de conglomerados contusos, algo metamórficos que pueden ser permianos o más antiguos. Dentro del macizo de Guantiva se halla el terreno ricamente fosilífero del Devoniano Medio de la Floresta, situado al ENE de Duitama. Esta gleba de Guantiva está fallada al E, en parte muy fuertemente, a lo largo del sobrescurrimiento de Guantiva, que en Paz de Río pone en contacto el Oligoceno con el Girón. Hacia el SW, la gleba se hunde bajo el Cretáceo y lo propio probablemente acontece en el NE, hacia Capitanejo en el río Chicamocha. Al W de Soatá, aflora el Carbonífero en ella.

E, macizo de Santander es el más extenso de la Cordillera Oriental. Entre Bucaramanga y Labateca comprende la mayor parte del ancho de esta cordillera y hacia el Norte se divide en ramales, entre los cuales la serranía de Perijá es la más sostenida. Estas glebas de rumbo N y NW constan de rocas precambrianas y paleozóicas. La extensión longitudinal de las glebas difiere de la de los macizos del Sur que corren al NE. Más o menos sobre la línea Socorro-Nevado del Cocuy-Tame se efectuará el cambio de rumbo al N y al NW al cual se amoldan los pliegues de la cubierta cretáceo-terciaria. La gleba más occidental es la de Bucaramanga que puede considerarse como la prolongación de la gleba al W de Duitama y que se compone principalmente de rocas altamente metamórficas con remanentes del Devoniano (Guaca), del Girón y del Cretáceo Inferior y Superior. A lo largo de una escarpa muy alta que pasa por el lado oriental de Bucaramanga y que corresponde al sobrescurrimiento erguido de Bucaramanga, el macizo está separado del Carbonífero (y Permiano?), del Girón y del Cretáceo Inferior de la estribación septentrional del gran sinclinal que viene desde el río Suárez. Se observan ahí discordancias del Girón sobre el Carbonífero y del Necomiano sobre el Girón, siendo de advertir que la arenisca conglomerácea basal del Cretáceo no es, según HUBACH, la Arenisca de Arcabuco (opinión de la geología del petróleo) que en la localidad típica de Arcabuco, al W de Duitama, yace concordantemente debajo del Valanginiano y probablemente es tithoniana. El macizo de Bucaramanga todavía no ha sido estudiado detenidamente; las secciones geológicas de BOKE y RICHARDSON (ver: GREGORY) y de E. A. SCHEIBE, solo dan una idea general de la estructura geológica de este macizo complicado. Pero seguramente no corresponde a la realidad si GREGORY quiere interpretarla como napas. El macizo consta de tres glebas mayores del basamento cristalino que están separadas por escamas de sedimentos más jóvenes. La más occidental es la de Bucaramanga, cuyos estratos del Carbonífero marino, situados al W del sobrescurrimiento de Bucaramanga han sido estudiados por DICKEY entre Bucaramanga y Locas y forman ahí un área reducida. Más al Sur y al Norte, van transgredidos en discordancia por las capas rojas de Girón que por su parte lo son por el Cretáceo Inferior; debajo

del Carbonífero asoma el cristalino metamórfico, intruído por granitos predevonianos con filones de aplita y de pegmatita. Al E de Tona, en la parte alta del macizo, se conserva algo de Girón, transgredido por Neocomiano con Toxaster roulini en posición más o menos horizontal y limitado contra el cristalino del páramo de Santurbán por otra dislocación al E de la cual siguen intercalaciones plegadas de esquistos negros que posiblemente son del Carbonífero. Más al E, en Mutiscua, existe otro escamamiento de Cretáceo y Terciario Inferior, el cual muestra, según MERRIT, una duplicación en otra dislocación. Debajo del Cretáceo y del Terciario que se halla sobrescurrido al E a lo largo de una falla longitudinal erguida, asoma otra vez el cristalino con neis, esquistos muscovíticos, granito y diorita. Se trata de la gleba que, según GREGORY, debería nadar sobre el Mesozóico y el Terciario Inferior pero en realidad ella se sumerge en dirección N bajo el Cretáceo. Sin embargo, entre Pamplona y Cúcuta ella está escurrida sobre el Terciario y Cretáceo del sinclinal del río Pamplonita, a lo largo de una falla por cierto erguida.

Al E del macizo de Santander vuelven a aflorar, según HUBACH, depósitos del Carbonífero que constituyen parte del páramo de Tierra Negra, a poca distancia de la frontera venezolana y que llegan a tener con un espesor estimado en 2400 m un desarrollo más potente que en Bucaramanga, es decir, en el borde W del Macizo. La sucesión estratigráfica consta de esquistos gris oscuros y rojos, frecuentemente arenosos, de areniscas conglomeráceas, y de bancos de caliza dispuestos en diversos niveles que contienen una rica fauna del Carbonífero Superior. En el yacente se encuentran esquistos rojos y areniscas que posiblemente pertenecen al Devoniano y que trangreden sobre micacita con intrusiones de granito y de diorita. Según E. A. SCHEIBE, el basamento vuelve a asomar al E del río Talco. Se trata de una región geológicamente muy movida y complicada.

En el perfil varias veces descrito que se extiende entre Cúcuta, Ocaña y el valle del río Magdalena (HETTNER 1892, STILLE 1907, E. A. SCHEI

BE 1938), a un grado de la titud al Norte del área anterior, el macizo de Santander ofrece una constitución todavía muy semejante, a excepción de la gleba más oriental que desaparece bajo la cubierta cretáceo-terciaria. Contra ésta se yergue según STILLE la gleba intermedia por medio de una falla erguida, en la cual también se conservan, entre Arboledas y Salazar, según SCHEIBE, estratos de la serie de Girón con silos de pórfido cuarzoso e intrusiones de granito. La gleba intermedia se hunde más al Norte, entre los ríos Tarra y Sardinata, y sobre el cristalino aparecen estratos de la serie de Girón al W de San Pedro. En la dislocación que motiva la zona hundida de capas mesozóicas entre la gleba intermedia y la occidental, se conserva en el interior el Cretáceo Inferior sobre la serie de Girón que se levanta y se extingue al N. En la gleba más occidental del macizo, se conservan en la región de Ocaña, restos más o menos extensos de silos de pórfido cuarzoso que probablemente corresponden al Girón. Esta gleba, se prolonga al Norte y forma el núcleo de la propia serranía de Perijá. El borde W está escurrido sobre los estratos del Cretáceo Inferior que se repite en varias escamas (fig. 46).

Demos todavía una vista sobre las rocas de la cubierta de la Cordillera Oriental. Ella consta de depósitos del Cretáceo y del Terciario, a los cuales se asocian, en la margen W del macizo de Garzón y en el espacio de macizo de Santander, sedimentos terrestres de la serie jurotriásica de Girón. Estos parecen estar ausentes en el macizo de Quetame y en sus alrededores. En el N de la cordillera, en el área del macizo de Santander, están distribuidos con intermitencias sobre todo el ancho de la cordillera y continúan en la sierra de Mérida en Venezuela. En el Sur, la serie de Girón se halla reducida al flanco W de la cordillera Oriental y, en calidad de serie de Payandé, al flanco E de la Cordillera Central y al valle alto del Magdalena donde ha sido cartografiada por J. TORRES. De este modo, rlla llena una zona sinclinal cuyo eje coincide aproximadamente con el curso actual del río Magdalena, pero que, hacia el N se extendió vastamente sobre las regiones cordilleranas vecinas. Entre los sedimentos mayormente terrestres de color rojo, gris y

verdosos se interponen derrames y tobas más o menos potentes de pórfidos cuarzosos, de rocas porfiríticas y, en menor cuantía, diabásicas. Localmente, como entre Natagaima y Dolores, en el Departamento del Huila y, en general hacia el pie de la Cordillera Central, se agregan intrusiones de rocas macizas, acentuadamente alcalinas, especialmente granitos y monzonitas; además, es ésta la zona de las intercalaciones marinas del Triásico Superior y del Jurásico Inferior. Con esta facies de Payandé del Girón que sigue por el borde E de la Cordillera Central, contrasta el desarrollo terrestre y solo localmente intrusivo y extrusivo que tiene el propio Girón en la Cordillera Oriental. En el Sur, sobre las capas marinas del Triásico de Payandé, mencionadas antes, y debajo del Liásico de Morrocoyal, hay esquistos terrestres con plantas y esterias. Los estratos terrestres del Juratriásico se hallan especialmente bien expuestos y son potentes en el río Lebrija, al NW de Bucaramanga; localmente, como en Bocas, ellos parecen ser concordantes con el Carbonífero, pero al S de Bucaramanga, la discordancia está bien definida. Al Sur de Girón y al W de los Santos, la serie de Girón transgrede sobre el basamento cristalino. En el pequeño macizo de Duitama, en Montebel (entre Duitama y Chiralá), la parte media inferior de la serie de Girón es relativamente abundante en esterias y plantas identificables.

En 1954, BRUCKNER informó sobre la existencia del helecho Calliperidium y de ostrácodos (Darwinulla) hallados en esquistos carboníferos negros de la serie de Girón, el equivalente de la serie de La Quinta de Venezuela. Los fósiles se encontraron en un afluente N del río Lebrija, arriba de la estación ferroviaria de Las Palmas. Según estudios de LANGENHEIM Jr. se trataría deintercalaciones arcillosas dentro del propio Girón, pero la evidencia paleobotánica apunta a equivalentes de la serie de Bocas que representa la parte más alta del Carbonífero o serie de Suratá y que hace contacto agudo con el Girón en Bocas. La serie de Bocas es muy semejante a los estratos del Carbonífero Superior con plantas (STUTZER) que se hallan encima del Carbonífero Superior marino de Gachalá, en la parte N del macizo de Quetame.

La serie de Girón generalmente está superpuesta en el lado occidental de la Cordillera Oriental y también en el Nevado del Cocuy por areniscas claras cuyos intermedios arcillosos contienen plantas típicas (Weichselia) del Cretáceo Inferior. En Arcabuco, al NW de Tunja, siguen, en aparente concordancia sobre las potentes areniscas de Arcabuco que forman ahí dos anticlinales con un sinclinal que representan la buzada (plunge) del vector de Arcabuco (o Duitama) del macizo de Santander hacia Leiva, esquistos arcillosos con bancos de arenisca arcillosa que contienen en la parte alta Astierias del Hauteriviano Inferior y más abajo amonitas y bivalvas del Valanginiano. Con esto se inicia el desarrollo arcilloso-pirítico y en veces muy calcáreo del Neocomiano que es tan característico para el valle del río Suárez, para los exteriores oriental y occidental de la Sabana de Bogotá y para el terreno de Cáqueza-Quetame hasta Macanal y Miraflores (Boyacá). Encima de esta serie de Cáqueza sigue la de Villeta, mayormente arcillosa y calcárea pero arenosa en la parte E de la Cordillera Oriental y renombrada por la abundancia de amonitas barremianas, aptianas y albianas. Al E y al NE de Bogotá, contra el borde del macizo de Quetame, la serie de Cáqueza con alrededor de 3000 m de espesor, contiene en la parte media y baja estratos marinos del Valanginiano (HUBACH, KEHRER) que llevan Thurmannites, Berriasella, Spiticeras y Platylenticeras, además de una flora afín a la de la isla de San Lorenzo en el Perú. Los fósiles fueron descritos por ROYO Y GOMEZ. Los escasos intermedios de sedimentación arenosa entre los estratos arcillosos y la abundancia de plantas en ambos flancos del macizo de Quetame sin duda indican vecindad de la tierra firme, pero parece que el macizo de Quetame estaba mayormente cubierto por el mar, especialmente en el Neocomiano cuando la sedimentación a lo largo de la margen llanera (oriental) de la Cordillera Oriental es potente y esencialmente arcillosa y marina (Villavicencio-Medina, Salinas de Chita). En cambio, desde el final del Hauteriviano hasta el Paleoceno, en la misma extensión, específicamente desde el río Upia hasta el río Arauca, la facies es arenosa con abundancia de capas carbonáceas en alternancia con capas marinas e indica que los Llanos Orientales fueron más o menos terrestres. Los estratos terrestres con Weicselia y Brachyphyllum, hallados por R.

SCHEIBE en la zona del Nevado del Cocuy, corresponden probablemente a la base de esta sucesión arenosa. Como miembros arenosos que se extieden en ese lapso de tiempo desde dicho borde llanero hasta muy al interior de la Cordillera Oriental, se destacan la Arenisca de Cáqueza del tope del Hauteriviano, la Arenisca de Une del Albiano Superior-Cenomaniano Inferior y Medio, y en Cundinamarca y Boyacá, el Guadalupe Superior (Coniaciano p.p. hasta Maestrichtiano Inferior). La Arenisca de Une, como también local y regionalmente otros niveles cretáceos contienen lechos de antracita, carbón y de arcillas carbonáceas, indicando regresiones y áreas paludales; por su parte los depósitos de sal de la Sabana (cuenca de Bogotá) que provienen en parte del nivel de Exogyra squamata, y los del borde llanero (Upín al N de Villavicencio y Salina de Chita en la cabecera del río Casanare), del Valanginiano, indican recintos aislados en el mar cretáceo. Las transgresiones del Cretáceo son variables. En el borde oriental de la Cordillera Oriental, desde Villavicencio hacia el curso alto del río Casanare, y en su flanco occidental desde Apulo-Villeta hacia Muzo, la transgresión se inicia en el Valanginiano y probablemente, ya en el Jurásico más Superior. Hay un indicio local llamativo, de subsidencia ininterrumpida del Girón juratriásico al Valanginiano en la zona de Arcabuco y de ahí al N hasta Virolín al E de Charalá), donde la Arenisca de Arcabuco como formación superior del Girón es concordante con el Valanginiano el cual tiene en la base (Virolín) los mismos esquistos arcillosos rojos como el Arcabuco. Un nivel transgresivo muy generalizado es el arcilloso y arcilloso-calcáreo del Barremiano que invade típicamente el valle del Magdalena, hasta entonces terrestre, y partes del interior de la Cordillera Oriental (valle del Chicamocha, p. e.). Este estado marino persiste con leves intermitencias hasta el Albiano Medio. La transgresión que se inicia en el nivel de Exogya squamata ya es menos constante y se expresa mejor en la facies arcillosa-lidítica-localmente calcárea del Valle del Magdalena y del flanco occidental de la Cordillera Oriental que en el desarrollo arenoso de la zona de Bogotá y del flanco E de esta cordillera.- Las determinaciones paleontológicas cuidadosas y vastas llevadas a cabo últimamente por H. BURGL, sobre la base de Amonitas de los pisos (Stufen) del Cretáceo y de foraminíferos y amonitas de los del Cretáceo

Superior, han demostrado una correlación satisfactoria de las subdivisiones principalmente litológicas y de sus variaciones transgresivas de facies, establecidas por HUBACH, con base en la nomenclatura de HETTNER - (1892). De las investigaciones de BURGL que están por publicar, se desprende que en algunaa zonas del Oriente de Colombia, como en la región del río Batá-Guabio, al NE de Bogotá y en la parte Sur de la Alta Guajira, la trangresión del grupo de Cáqueza se inicia en el Jurásico Superior y la sedimentación sigue sin interrupción al Valanginiano y al Hauteriviano, del mismo modo como parece ser el caso entre la Arenisca de Arcabuco y el Neocomiano en Arcabuco (al NW de Tunja), sitemáticamente investigado por BURGL en la vecina región de Leiva. Subsisten todavía algunas dificultades en cuanto a la separación del Valanginiano y del Hauteriviano, y si este último piso es compelto o incompleto en la parte alta. La abundancia, la variedad y constancia de nivel de las Pulquelias del Barremiano con que se inicia el grupo de Villeta, han dado motivo a dicho autor a hacer un estudio fundamental acerca de ellas. La rica fauna del Aptiano y de sus subdivisiones también han sido vastamente documentadas, habiendo todavía algunas dudas paleontológicas acerca de si el miembro transicional al Albiano, llamado formación de San Gil y por otros Tablazo, es del Aptiano tardía o del Albiano inicial. En su desarrollo arcilloso más completo, potente y fosilífero al W de la Sabana de Bogotá (Anolaima-Sasaima-Pacho) que al Oriente, el Albiano ha sido claramente zonificado y sirve de faja típica de referencia. El problema del Albiano al E de Bogotá, entre Chipaque y Cáqueza, toca con los hiatos intercretáceos que están al estudio de BURGL. Al Aptiano sigue ahí un miembro relativamente reducido de esquistos arcillosos piríticos que no ha producido fósiles típicos del Albiano y que evidentemente va trangredido por la Arenisca de Une, la cual, en su parte media-superior, lleva Mantelliceras que apunta al Cenomaniano Inferior, dando lugar a suponer que la parte baja de la Arenisca de Une corresponda al Albiano Superior. En la parte E de la Cordillera Oriental, el Turoniano y el Senoniano son arenosos muy pobres o faltos de fósiles diagnóticos; ellos aumentan hacia la parte interior de Cundinamarca y abundan (foraminíferos y amonitas) en la facies de mar más profundo de la parte occidental de dicha cordillera, así mismo que en el interior desde Boyacá al N. Los problemas consisten en la presencia o ausencia del Santoniano y en parte

del Coniaciano. Con respecto a la disposición tectónica del Senoniano, Turoniano y del Cenomaniano es significativo de la facies arenosa de la parte oriental de la Cordillera Oriental (Bogotá-río Arauca) se prolongue con el rumbo acostumbrado NE-SW hacia el alto Magdalena, pasando desde Baraya y Neiva hacia la Plata y más al SW, entreveradas con la facies volcánica y tiende a atravesar diagonalmente la Cordillera Central hacia el Ecuador.- A la par con los estudios paleontológicos de H. BURGL van en estos tiempos con los de V. PETTERS, íntimo conocedor de la fauna cretáceo y terciaria de Colombia.

En cuanto al espesor del Cretáceo, es llamativo que el Neocomiano del flanco oriental y hasta cierto punto el del flanco occidental entre Apulo y Muzo sea muy grueso, mientras que en los afloramientos del interior (Tunja-Duitama-valle superior del río Chicamocha, partes altas del Macizo de Santander-Catatumbo en la parte S en la cuenca de Maracaibo) sea muy reducido y aún pueda faltar localmente. Se pueden suponer así, cuencas sedimentarias en los flancos y un lomo interior para esos tiempos de preformación de la Cordillera Oriental. En el tiempo de Villeta es significativo el gran espesor y el carácter pirítico de los esquistos arcillosos en la cuenca de Apulo-Muzo que prosigue en subsidencia intensa, mientras que en el flanco oriental, el Villeta es medianamente grueso y en general, todavía más reducido en el interior de la Cordillera Oriental. En el tiempo de Guadalupe, el espesor de la sedimentación tiende a emparejarse en dicha cordillera y en el valle del Magdalena, siendo en término medio menos grueso en este valle y en la facies arcillosa-lidítica de los Departamentos de Santander y Santander del Norte. Según BURGL, en los pormenores ya se notan en el Guadalupe de la Sabana de Bogotá diferencias notables de espesor que hablan a favor de un sinorogenismo en vía de acentuación.

En cuanto a la extensión del área sedimentaria del Cretáceo sobre la Cordillera Central, la zona evidentemente cretácea que HETTNER descubrió en la parte central, de la cumbre al NE de Manizales, confirmada por W. NELSON, y la presencia de Cretáceo Superior en la parte meridional alta de esta Cordillera (San Sebastián, GROSSE; Santa Leticia y San Antonio

al E y al NE de Popayán, HUBACH), demuestran que temporalmente también la Cordillera Central estuvo incluída en el área sedimentaria como lo advirtió HUTTEN y que de ahí se comunicaba con el área esencialmente volcánica del Cretáceo del Occidente de Colombia. La cumbre de la Cordillera Central por lo tanto, es en general la división entre la sedimentación normal del Cretáceo del Oriente Colombiano (geosinclinal oriental) y la facies volcánico-básica (también marina) del Occidente de Colombia (geosinclinal occidental).

Con el Terciario se inicia el retiro del mar y la sedimentación en la Cordillera Oriental se reduce a cuencas mayores y menores dentro de ella. Los movimientos orogénicos que actúan más visiblemente, introducen también en la sedimentación fuertes variaciones locales y regionales de espesor y de facies que hacen difícil y aventurada la correlación. Con el fín de controlar esta inquietud litológica, se aplicó la palinología a la identificación de la edad y a la correlación de los sedimentos, con igual éxito de parte de VAN DER HAMMEN, como en el campo paleontológico de parte de BURGL. El método aplicado consiste en la determinación específica y luego en la numérica del polen como control de la influencia que ejercen los ciclos climáticos mayores y menores sobre el tipo de vegetación.

En compensación del surgimiento progresivo de la Cofdillera Oriental y de las demás cordilleras, el hundimiento principal y el grueso de la sedimentación se trasladó al valle del Magdalena y, por primera vez desde la deposición de la Arenisca de Roraima, interpretada pomo juratriásica, a los Llanos Orientales y a la Amazonia Colombiana, sobre todo a partir del Eoceno Superior.

Entre los depóstiso terciarios de la Cordillera Oriental, los que más han merecido atención, son los de la Sabana de Bogotá, la cual es típicamente una cuenca tericiaria como la de Maracaibo. Los sedimentos depositados ahí hasta el fin del Oligoceno, aproximadamente, miden unos 3000 metros de grueso y se dividen en: Grupo de Guaduas (Maestrichtiano "Superior" y Paleoceno "Inferior"), formación de Bogotá (Paleoceno "Superior" hasta Eoceno Inferior), formación de Usme (Eoceno Medio hasta Oligoceno Medio y Sup-

rior). Probablemente sin intervención del Mioceno, sigue en la Sabana y demás cuencas colombianas de la Cordillera Oriental, con muy fuerte discordancia, la formación de Tilatá que apenas ha sido afectada por el tectonismo y finalmente, con un hiato erosivo fuerte, el Pleistoceno.

El grupo de Guaduas en la cuenca de Bogotá, típicamente expuesto en Guatavita, está separado por un hiato del Maestrichtiano Inferior que forma la arenisca más alta del grupo de Gudalupe. El hiato está indicado por el cambio brusco de la Arenisca Tierna del tope del Guadalupe a las arcillas esquistosas que predominan en el Guaduas basal, y está probado por la intercalación de un remanente de caliza encontrado a la entrada del túnel de la cabeza del Salto de Tequendama que abrió la Empresa de Energía Eléctrica de Bogotá. De modo general, el grupo se divide en una mitad inferior de 300 hasta 400 m de grueso, formado de arcillas esquistosas oscuras, bancos de arenisca y un número de mantos de carbón que varía entre 21 y 0. En la parte baja se encuentran ocasionalmente fósiles marinos. Mediante control palinológico con áreas marinas y límnicas contemporáneas (Umir del río Sogamoso y del Catatumbo), su edad se halló correspondiente al Maestrichtiano "Superior". La parte superior del grupo o sea el Guaduas Superior, con 300 m de grueso, consta de gregas abigarradas, generalmente rojas o achocolatadas, con intercalación de areniscas arcillosas y solo localmente con lentejuelas de carbón. A pesar de ser rápida la transición de las arcillas oscuras a las gredas abigarradas no parece haber hiato, y el examen palinológico sitúa este límite entre el Guaduas Inferior y el Superior en el límite Maestrichtiano-Paleoceno que coincide con un cambio brusco de flora y clima. En tanto que éste es el desarrollo en el lado oriental de la cuenca de Bogotá, en el lado occidental, el Guaduas es más grueso y solo carbonífero (semiantracítico) en la parte más baja; contiene gredas abigarradas ya en la parte baja y media que todavía son maestrichtianas ahí.

La formación de Bogotá, con unos 1500 m de espesor, es una sucesión monótona de gredas manchadas y areniscas gredosas, bien expuesta en

el lado oriental del Valle de Usme o Tunjuelo, al Sur de Bogotá. La base es la Arenisca del Cacho que debe ser inconforme con el Guaduas y se distingue por el grano grueso, ferruginoso de algunos bancos. Encima se halla un nivel arcilloso-carbonáceo cuyo polen corresponde al Paleoceno. Hacia la parte media-alta se intercala un banco conglomerático que se estima como trangresión del Eoceno Inferior. En la parte más alta hay arcillas rojas con pequeñas esferas de caliza, sin fósiles. La variabilidad de los sedimentos a corta distancia se infiere de que ya en el interior y más, en la parte W de la cuenca de Bogotá, la Arenisca de Cacho no se distingue sino palinológicamente.

La formación de Usme también se halla en el valle del mismo nombre donde reposa disconformemente sobre la de Bogotá. El hiato se reconoce porque entre los conglomerados finos de la arenisca inferior del Usme se encuentran rodados de plaeners del Guadalupe Superior. La parte inferior se conoce con el nombre de Arenisca de Usme, formada de horizontes de arenisca arcillosa, algo conglomerática en la parte baja, y de intercalaciones de arcillas esquistosas. Encima siguen arcillas oscuras con intercalación de bancos de arenisca, mucho detrito de carbón, mantos locales de carbón y niveles marinos con foraminíferos. La parte alta no se conserva en el valle de Usme, pero evidentemente fue encontrada a continuación N del sinclinal de Usme en una perforación (Andina) de los suburbios occidentales de Bogotá, de cuyas muestras de arcillas rojas BURGL extrajo Globorotalia fohsi, en la parte alta del Oligoceno Medio y del Oligoceno Superior. El espesor expuesto en el valle de Usme es de 600 a 700 m.

La formación de Tilatá consta en los bordes poniente de la Sabana de arenas poco compactas, en veces con bloques redondos, de cascajos redondeados derivados del Cretáceo Superior, y de arcillas. La exposición típica se halla en El Charquito, arriba del Salto de Tequendama, y, además, en el trayecto de la vía férrea que sube del Charquito a la Sabana, donde se ve la discordancia erosiva con el Pleistoceno marginal, formado de bloques angulosos del Guadalupe Superior. En la base del Tilatá se encuentra la

la Sacoglottis de Berry, a igual que en la misma formación en Cipacón (FF.CC. Bogotá-Girardot). El espesor del Tilatá de acuerdo con la superficie erodad en que se depositó, es muy variable y llega en el Charquito a 150 m. Poco al Oeste, en el borde de la Sabana, el Tilatá marginal se vuelve arcilloso rápidamente y todavía contiene Sacoglottis. En el recinto oriental de la cuenca general, el Tilatá se halla vastamente conservado en la cuenca menor de Chocontá, desde la represa del Sisga y Tilatá hasta arriba de Villapinzón. También allí es arenoso, finamente cascajoso y arcilloso en el interior, y conglomeráceo hasta el tamaño de bloques en los bordes. Pero siempre los guijos son redondeados o subangulares, en contraposición al material marginal angu loso del Pleistoceno. La edad pliocena del Tilatá se infiere de que apenas está fallado y plegado y que pasa en discordancia sobre todas las formaciones anteriores de la Sabana de Bogotá.

El Pleistoceno que tiene desarrollo conglomeráceo en las márgenes y en las partes altas de las entrantes de la cuenca de Bogotá, adquiere espesores hasta unos 200 m en el interior y consta ahí de capas arcillosas, muchas veces ricas en turba e intercalados de estratos y lentes de arena. Los corazones de las perforaciones están sirviendo para controlar palinológica-climáticamente las fases glaciales e interestadiales del Pleistoceno. Al W de la Sabana, el Pleistoceno consta principalmente de bloques provenientes del Guadalupe que parecen haber formado un tendido desde la escarpa occidental de la Sabana hacia el Magdalena y que fueron redondeados en proporción a la distancia desde la escarpa, como puede apreciarse en La Mesa (de Juan Díaz). Aparte de Mastodon se han encontrado Megatherios y escasos restos del caballo precolombino (Quipile). Más o menos 1 m encima de la capa de Mastodon, ROYO Y GOMEZ encontró un artefacto primitivo, de barro cocido, en forma humana.

Mediante el método palinológico de VAN DER HAMMEN que probó ser efectivo en la correlación de las formaciones petrolíferas del Magdalena y del Catatumbo, el Terciario de Bogotá ha podido seguirse en sus subdivisiones tanto al valle del Magdalena, al Catatumbo y a los Llanos Orien

tales, como a las cuencas menora de la Cordillera Oriental que forman un rosario entre el lado E de Bogotá y Cúcuta. Pero también fue posible extender la correlación con el Terciario del Valle del Cauca-Patía e indentificar entre otros, el Paleoceno ligado con el Cretáceo volcánico. Una publicación al respecto de VAN DER HAMMEN está en ejecución.

Según se dijo, no hay sedimentos a flor de tierra en las áreas terciarias de la Cordillera Oriental que correspondan al Mioceno, respectivamente a la formación de Honda del valle del Magdalena. Evidentemente en este tiempo ya los movimientos plicativos y de solevantamiento de la cordillera comenzaron a entrar fuertemente en acción. Se trata del primer orogenismo intenso y tangible que sufrió la Cordillera Oriental, desde el Jurásico Superior, siendo entendido que hasta el Oligoneno inclusive, los estratos cretáceos y terciarios son concordantes o disconformes y raras veces levemente discordantes.

De las cartas geológicas de HETTNER y E. A. SCHEIBE, se desprende que los estratos del Cretáceo Superior de la Sabana de Bogotá presentan una serie de pliegues que corren paralelos al rumbo de la Cordillera Oriental y que resltan en el cuadro cartográfico por los sinclinales formados del Terciario Inferior (fig. 48). Los mismo vale para la Cordillera Oriental en general donde llenan el espacio entre el macizo de Garzón en el Sur y el macizo de Santander en el Norte, y entre el macizo de Quetame en el Oriente y el borde escarpado del valle del Magdalena en el Occidente. Pero no sucede que las hileras de pliegues esquiven los macizos cristalinos, sino que los interesan y llegan a ser la prolongación inmediata de la disectación digitadora hacia los extremos del basamento. En consecuencia, estos pliegues han sido solevantados simultáneamente con los macizos y con la disectación de éstos en glebas. Así como sucede con las glebas del macizo de Santander al surgir éste, también los pliegues NE hasta N de la cubierta cretáceo-terciaria cambian al NNW. Entre los dos macizos aludidosdal N y del S, se pueden distinguir dos sistemas anticlinales principales contiruos, a los cuales sinembargo se agregan en la Sabana de Bogotá y de ahí, hacia Tunja algunos

anticlinales cretáceos y sinclinales infraterciarios más cortos y más irregulares (cuadro 5 b, c). Los anticlinales en algunos casos son sencillos, pero por lo general, están invertidos al E o al W, y, frecuentemente, como el de Bogotá (CLEMENTS) y los que flanquean en el sinclinal de Tabio están fallados hasta sobrescurridos. Además sus ejes ascienden y descienden mediana hasta fuertemente, - como se manifiesta en el anticlinal de Bogotá, entre esta capital y Nemocón. En un caso que es el del cerro de Guatavita (Montecillo), el pliegue domal adquiere la forma de un cono. Un sinclinal de gran extensión es el que se prolonga desde el NE de Zipaquirá hasta Samacá. Los anticlinales de Tabio-Río Frío y de Lenguazaque que subdividen la parte occidental de la cuenca en el Norte, probablemente son complidados en el subsuelo precuaternario. En la parte oriental, los sinclinales son igualmente ondulosos y presentan la forma de cuencas menores alargadas así el de La Calera-Sopó, el de Guatavita con sus ramificaciones al NE, y el de Chocontá. También ellos presentan complicaciones en el subsuelo. En el sector Sur de la Sabana, solo el sinclinal de Usme tiene extensión considerable. Al W sigue una masa domal, suavemente subplegada en la mitad oriental y en parte, fuertemente contraída, en parte horizontal y fallada en la mitad occidental. Esta masa termina al W con el sinclinal de Sibaté que se levanta pronto al Sur y es seguido al W por el anticlinorio del Salto de Tequendama, en el cual se halla sumida la pequeña cuenca de Canoas, en el lado oriental. Más al W, hacia Facatativá, se hace sentir la influencia del sistema de sobrescurrimientos NW con empuje al NE que forma el eje de la cuenca de Bogotá y que se destaca especialmente en la parte Sur de la pequeña y compleja cuenca de Fusagasugá. Según lo muestra el mapa de E. A. SCHEIBE, una serie de cuencas infraterciarias se desarrolla desde el lado oriental de la Sabana de Bogotá hacia Tunja y Cúcuta, por la parte interior oriental de la cordillera. Al NE de la de Chocontá sigue la de Tunja-Duitama luego la de Pesca-Soga, oso-Jericó, muy irregular y fallada, la de Boavita, la pequeña de Capitanejo-Molagavita, la del Páramo del Almorzadero, las de Toledo-Labateca y el sincinal complejo de Pamplonita-Cúcuta que es uno de los vectores meridionales de la cuenca de Maracaibo. En cambio, sobre el lado occidental de la Cordillera Oriental que está menos fuertemente ple-

gado y en cambio más fallado, no existe tal sucesión de cuencas, y el terreno, desde el Páramo de Guerrero al N de Tabio hasta Bucaramanga está formado de Cretáceo, más al N del Girón y del Carbonífero. La estructura más notable en este sector es el gran sinclinal del río Suárez con flanco oriental suave y muy amplio y flanco occidental (contra el anticlinorio de Los Lloroques) corto y subplegado. El eje se levanta hacia Bucaramanga y Río Negro, donde termina en el sobrescurrimiento NNW de Bucaramanga. Al Sur de la Sabana otra vez se presentan cuencas terciarias, a saber: la de Fusagasugá, la de Cunday, la de Melgar y la de Colombia que se prolonga hacia el Este de Baraya. Ellas se hallan sobre el rumbo general NE-SW de las cuencas referidas del lado oriental interior de la cordillera y son significativas para la persistencia infraterciaria de los alineamientos NE-SW del Cretáceo que enlazaban la parte oriental de la Cordillera Oriental con la parte Sur de la Cordillera Central. Estos alineamientos solo cambiaron a raiz del orogenismo del Mioceno Inferior con rumbos NNE y N que intersectó la disposición anterior y formó el sector alto del valle del Magdalena, repitiendo los alineamientos que, según la facies, existían en el Juratriásico.

Al E de Bogotá, entre la cuenca de Bogotá y el macizo de Quetame, ya en hoyas hidrográficas del sistema del Orinoco, el sinclinal de Une con capas del Cretáceo Superior es la prolongación S, ampliada del sinclinal de la cuenca de Guatavita. Este sinclinal limita al E con la buzada (plunge) amplia de Choachí-Fómeque que tiene expuestos los grupos de Villeta y Cáqueza y que es la zona típica para el estudio de estos estratos en su facies del Oriente de Bogotá. La buzada anticlinal continúa hacia el Norte y bordea, con inversión al W, la cuenca de Guatavita, respectivamente, su ramal sinclinal de Aves. Al W de la cuenca de Bogotá, la estructura sobresaliente es el domo de Villeta, cubierto en la parte alta por el grupo de Cáqueza, que consta ahí de areniscas cuarcíticas, en parte finamente conglomeráceas de esquistos y calizas. El vasto flanco oriental muestra buzamiento al E, poco interrumpido, que permite un estudio estratigráfico detallado del potente Cretáceo en la facies W de Bogotá, desde el Valanginiano hasta el Maestrichtiano. Desde Villeta al SW, el anticlinal que carga el domo se ramifica, y en una de estas ramificaciones, o sea en el pequeño

domo de Apulo, vuelve a asomar el Neocomiano Superior. Más al Sur, los plegamientos se hunden contra el empate de las estructuras monoclinales que bordean la cuenca de Fusagasugá (que corre al SW) y la que bordea la estribación NE del sinclinal terciario de Girardot y la cuenca de Melgar. Con referencia a la cuenca de Bogotá, se puede constatar que el rumbo de los anticlinales y sinclinales es bastante irregular, pero, por falta de afloramientos, no podemos decidir si los solevantamientos del basamento desempeñan algún papel al respecto. En opinión de HUBACH quien juzga por analogía con la cuenca de Maracaibo y con el lomo mesozóico del interior de la Cordillera Oriental, el Cretáceo Inferior de la cuenca de Bogotá, podría ser de poco espesor en comparación con los terrenos al E y al W, y que el espesor comenzó a aumentar en el Cretáceo Superior para acentuarse en el Terciario cuando propiamente se formó la cuenca.

En la Sabana de Bogotá existen varios eccemas de sal, entre los cuales los más importantes están al NE, a saber Zipaquirá, Nemocón, Tausa y Sesquilé, estudiados por R. SCHEIBE. Otros menores existen al Sur de Suesca (Potrero Grande), al Sur de Sopó (Salitre), al Sur de La Calera (Santa Rosa) y en Tabio. En general estos eccemas están relacionados con fuentes termales que además se presentan independientemente en otros sitios, como en el domo fallado de Suba al NW de Bogotá. Los eccemas mayores(Zipaquirá y Nemocón), atraviesan el grupo de Guadalupe, más o menos en los ejes anticlinales y en forma de cilindro, sin que se note arrastre en las capas encajantes. Los estratos de sal, con material más o menos abundante de esquisto arcilloso negro, pirítico, están fuertemente convulsionados y llevan como cubierta impermeable (rute) y gruesa los residuos de disolución que son los fragmentos de esquistos negros. La única parte donde se han encontrado delgados estratos de sal in sigtu, es en el eje del anticlinal de Tabio, al SW del paso Zipaquirá-Pacho; el nivel corresponde al de Exogyra squamata cuyos ejemplares expuestos en el eje del anticlinal de Zipaquirá (calera Wiessner) son deformes y pequeños probablemente a causa del ambiente demasiado salino en que vivieron. Pero es probable que existan otros niveles más antiguos de sal; así lo indica el eccema al Sur de La Calera que hace contacto con estratos cuyos fósiles son típicamente aptianos y fueron determinados por ROYO Y GOMEZ. Como se

dijo, en el borde llanero, la sal se ha generado en el Valaginiano (Upín, Medina, Salinas de Chita).

En la superficie de la Cordillera Oriental prácticamente no existen rocas magmáticas jóvenes. Una intrusión de dacita en Quetame puede ser del Terciario Superior; dos volcanes pliocenos o pleistocenos, también dacíticos, están situados uno en Paipa y el otro más al NE, en Iza, cerca de la población de Sogamoso. Intrusiones ácidas hasta básicas se encuentran en la parte N de la cuenca infracretácea de Apulo-Muzo. Derrames y diques porfiríticos se hallan sobre el flanco E de la Cordillera Oriental, en la cabecera del río Cravo Sur; ellos están sobre los alineamientos cretáceos en que se halla el volcanismo porfirítico del Alto Magdalena. R. SCHEIBE, en su minucioso estudio sobre los yacimientos de esmeraldas de Muzo, en el río Minero, manifestaciones de intrusiones magmáticas en el Cretáceo que quedaron en la profundidad. Las esmeraldas de Muzo se encuentran en vetas de calcita y dolomita del Albiano que también llevan pirita, barita, y, con menos frecuencia, albita y cuarzo. También fue observado en la región de Muzo un dique de pegmatita. En Chivor las esmeraldas están en el Neocomiano.

BIBLIOGRAFIA

ANDERSON, J. L. — Petroleum Geology of Colombia, South America. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 29, 8, 1945.

BRUCKNER, W. — Note of some fossils of the Giron Group in the Lebrija Valley. Dept. of Santander, Colombia, Journ. Pal. 28, 1954.

BURGL, H., — El Cretáceo Inferior de los alrededores de Villa de Leiva, Boyacá. Bol. Geológico 2, 1, Bogotá 1954.

———————— El Cretáceo Superior en la región de Girardot. id, 2, 1, Bogotá 1954.

BUTLER, J. W. Geology of Honda District, Colombia. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 26, 5, 1942.

BRUET, C. L'etat de nos connaissances géologiques sur le Haut Amazone de l'Equador. Cpte. Rend. Soc. Geol. France 1947, Nº 4.

CAUDRI, C.M.B. The age of the Guaduas formation in Colombia, a correction. Journ. Paleont. 24, 3, 1950.

CLEMENTS, TH. The Bogotá fault, Colombia. South America. Journ. Geol. 48, 1940.

———————— Stratigraphic section east of Bogotá, Colombia. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 30, 1, 1946.

DICKEY, P. A. Precretaceous Sediments in Cordillera Oriental of Colombia. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 25, 9, 1941.

ERMISCH, K. Die mitteltertisere Chuspas-Stufe des Magdalenentáls in Kolumbien, Sudamerika N. Jahrb. f. Min. etc. Bbd. 68 A, 1934.

EUGSTER, H. Zur Geologie der columbianischen Ostkordilleren. Eclogae geol. Helvet. 17, 2, 1922-

GREGORY, J. M. The structure of Asia. London 1929.

GROSSE, E. Acerca de la geología del Sur de Colombia. I. Informe sobreun viaje al Huila y alto Caquetá. Compil. estud. geol. of Colombia III, 1935.

HARRISON, J. T. — The Magdalena Valley, Colombia S. A. 15th. Intern. Geol. Congr. South Africa. Cpte. Rendu 2, 1930.

HETTNER, A. — Die Kordillere von Bogotá. Petern. Mitt. Ergaenzh. 104, Gotha, 1892.

HUBACH, E. — Exploración en la región de Apulo-San Antonio-Viotá. Bol. Min. y Petrol. 25-27, Bogotá 1931.

——— — La región de Panga-Panga al noroeste de Choachí. Dpto. de Cundinamarca. Compil. Est. Geol. of Colombia. VI, Bogotá, 1947.

——— — Estudio Geológico de la acequia Río Blanco de Gutiérrez, destinada al abastecimiento de agua para Bogotá. Compil. Est. Geol. of Colombia VII, Bogotá, 1947.

KEHRER, W. — El carboniano del borde llanero de la Cordillera Oriental. Bol Min. y Petrol. 48-54, Bogotá, 1933.

——— — Estudios geológicos en Nariño y Alto Putumayo. Bol. Min. y Petrol. 73-78, Bogotá, 1935.

——— — Versuch einer Gliederung der kolumbianischen Kreide im Suedosten von Bogotá. Zentralbl. Min. etc. P. B. 1933. Zur Geologie und Geschichte der suedlichen Zentral- und Ostkordillere der Republik Columbien. N. Jahrb. f. Min. etc. Bbd. 80 B, 1938.

LEHMANN, E. — Beitraege zur Petrographie des Gebietes am oberen Río Magdalena.

MERRIT, Ph. — Reconocimiento geológico de una porción de la Cordillera Oriental en el Dpto. de Norte de Santander. Bol. Min. y Petrol. 79-84, Bogotá, 1935.

OLSON, W. S. — Source-bed problem in Velasquez field, Colombia Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 38, 8, 1954.

OPPENHEIM, V. — Jurassic cretaceous (Giron) beds in Colombia and Venezuela. Bull. Amerc. Ass. Petrol. Geol. 24, 9, 1940.

——— — Geología de la Cordillera Oriental entre los Llanos y el Magdalena. Bol. Min. y Petrol. 121-144, Bogotá 1941.

——— — Geología de la Sierra de Cutucú, frontera Perú-Ecuador. Bol. Soc. Geol. Perú 14/15, 1943.

ROYO Y GOMEZ, J. — Fósiles carboníferos e infracretáceos del oriente de Cundinamarca. Com. Est. Geol. of Colombia VI, Bogotá, 1940.

RUTTEN, L. — Remarks on the geology of Colombia and Venezuela. II. The areal distribution of the Cretaceous. Proc. Kon. Nederl. Acad. v. Wetensch. 43, 4, Amsterdam, 1940.

SARMIENTO SOTO, R. — Geología económica de la región Paipa-Duitama-Santa Rosa de Viterbo en el Departamento de Boyacá. Compil Est. Geol. of Colombia. V, Bogotá, 1942.

SCHEIBE, E. A. — Estudios geológicos sobre la Cordillera Oriental de Colombia (Cordillera de Bogotá). Dpto. Min. y Petrol. Bogotá, 1938.

SCHEIBE, R. — Informe sobre el yacimiento de sal en Nemocón. Cocum. Comis. Cient. Nac. I, Bogotá, 1933.

——— — Das Salzvorkommen von Nemocón. N. Jahrb. F. Min. Bbd. 53 B, 1925.

———————— *Informe geológico sobre la mina de esmeraldas de Muzo. Compil. Est. Geol. of Col. I, 1933.*

———————— *Die Smaragdlagerstaette von Muzo (Kolumbien) und ihre naehere Umgebung. N. Jahrb. f. Min. etc. 54 B, 1926.*

STILLE, H. *Geologische Studien im Gebiet des Rio Magdalena. KOENEN-Festschr. Stuttgart, 1907.*

STUTZER, O. *Beitraege zur Geologie der Kolumbianischen Ostkordillere in der nacheren und weiteren Umgebung von Bogotá. N. Jahrb. f. Min. etc. Bbd. 57 B, 1927.*

TSCHOPP, H. J. *Oil exploration in the oriente of Ecuador. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 37, 10, 1926.*

TRUMPY, D. *Precretaceous of Colombia. Bull. Geol. Soc. Amer. 54, 1934.*

WHEELER, O. C. *Tertiary stratigraphy of the middle Magdalena valley. Proc. Acad. Nat. Sic. Philadelphia, 87, 1935.*

5. LA ZONA SUBANDINA EN LA ORLA DE LAS CORDILLERAS ORIENTAL DEL ECUADOR Y DE COLOMBIA

Con respecto a la estratigrafía y a la constitución de la zona subandina estamos ahora mejor informados en el Ecuador que en Colombia, donde las exploraciones geológicas de las compañías petrolíferas se hallan avanzadas, pero no son públicamente conocidas. Si bien las investigaciones muy difíciles y costosas que la Shell hizo en el Oriente del Ecuador no dieron resultados prácticos inmediatos, sin embargo nos han permitido obtener, en conexión con los datos de 6 perforaciones profundas, un conocimiento muy bueno de las condiciones geológicas de la zo-

na subandina y de su subsuelo profundo. TSCHOPP recientemente ha compilado los resultados geológicos de estas investigaciones.

Los depósitos terciarios de este sector de la zona subandina, se pueden dividir en cuatro grupos de estratos, de los cuales los estratos de Tiyuyacu y de Chalcana corresponden al Terciario Inferior. Los de Tiyuyacu, constan de areniscas verde-oscuras hasta pardas, conglomeráceas en la base, que llevan intercalación de arcillas esquistosas abigarradas. Las inclusiones conglomeráceas aumentan hacia el pie de los Andes y evidentemente revelan procesos orogénicos de este tiempo en la Cordillera Oriental. Las capas no han producido fósiles y son de origen terrestre. Los estratos de Chalcana son arcillas y arcillas esquistosas abigarradas con intermedios delgados de arenisca. En ellos aparecen varios horizontes de agua salobre que tienen foraminíferos de valva arenosa (Ammobaculites, Maplophragmoides) que hablan en favor de una edad oligocena.

Al Terciario Superior pertenecen, en la parte occidental, los estratos de Arajuno y de Chambira. Aquellos están formados de areniscas y arcillas pardo-rojas, estériles en fósiles, y éstos de areniscas pardas, de grano grueso, muchas veces conglomeráceas, que van superpuestas por areniscas tobáceas; las arcillas intercaladas frecuentemente llevan impresiones de hojas. Hacia el Este, los depósitos terrestres están reemplazados por los estratos de Curaray que consisten de arcillas abigarradas que localmente contienen yeso y que alternan con intercalaciones de arenisca; también en esta parte oriental presentan hacia arriba mezclas de tobas y lechos de lignito. Los estratos de Curaray contienen una fauna de foraminíferos bastante abundante (entre otros Ammobaculites, Sigmolina, Polystomella, Rotalia), además ostrácodos, moluscos, restos de peces y tortugas, dientes y huesos de cocodrilo y de otros vertebrados, asímismo que Characogonias. Esta fauna indica deposición de estuarios y lagunas, con influencia de agua salobre.

El espesor del Cretáceo y de los Estratos del Terciario Inferior disminuye considerablemente hacia el NE. Los estratos marinos del Cretá

ceo Superior se extinguen al Nordeste del curso superior del Napo (perforación Tiputini) contra la superficie ascendente del basamento del escudo de La Guayana y se vuelven litorales. Los estratos más modernos que todavía han sido plegados, llamados estratos de Rotuno, solamente se conservan en el Occidente y probablemente pertenecen al Plioceno. Todos los depósitos terciarios se hallan discordantemente superpuestos por las extensas planicies elevadas formadas de los estratos conglomeráceos de Mesa. Estos se originaron en el Pleistoceno, que está caracterizado en la cordillera por movimientos epirogénicos y activación fuerte del volcanismo. La periodicidad del epirogenismo determinó en la orla la renovación repetida de la erosión que se manifiesta por las diferentes altitudes de 1460 hasta 450 m en que hoy se hallan las gravas.

En lo que respecta al plegamiento del Terciario en la orla subandina, éste se halla restringido esencialmente a una zona de 50 km de ancho, antepuesta al borde oriental de la sierra de Cutucú; se observaron tres hileras de pliegues que, anteponiéndose a ella en el NE, han sido movidas escalonadamente una contra otra. Delante de la parte meridional del solevantamiento del Napo se determinaron las hileras de pliegues, entre los cuales la suroccidental se dirige con este rumbo a dentro de la depresión terciaria que separa las dos sierras. Ahí es sustituída por la hilera plegada de canelos que atraviesa la depresión y llega hasta donde emerge la sierra de Cutucú. En el núcleo de estos pliegues, como regla, solo aflora el Terciario Superior. Los pliegues siempre presentan un ala occidental poco inclinada y un ala oriental erguida, la cual se halla generalmente fallada por un sobrescurrimiento con buzamiento al W. De este modo es claro, que deben su origen a los últimos movimientos del Terciario Superior en la orla. Tan solo a unos 300 km al E del solevantamiento del Napo se vuelven a encontrar dislocaciones que se desarrollan con rumbo andino desde Tiputini y el Napo hacia el río Cumaray; TSCHOPP las relaciona con los solevantamientos alomados en el plano troncal del basamento.

En Colombia es poco lo que se sabe sobre la constitución de la zona subandina. OPPENHEIM ha dado alguna información general sobre esta región, sin referirse a los pormenores. En todo caso, la investigación intensa de los Llanos Orientales ha conducido al descubrimiento de un importante solevantamiento en la orla antepuesta a la cordillera que es de especial interés geológico; se trata de la sierra de La Macarena, término W de la saliente del Vaupés. Además se ha visto que el Terciario medianamente grueso de la parte Sur de los Llanos, se adelgaza desde el río Guaviare y de su afluente Quéjar al S hasta la frontera con el Ecuador, según se desprende aquí del afloramiento frecuente del basamento o del Cretáceo más Superior que lo recubre. Este Terciario medianamente grueso de la parte Sur de los Llanos es la estribación meridional de la cuenca conocida en Colombia con el nombre de cuenca de Arauca y en Venezuela, con el de cuenca de Barinas; el eje transversal de esta cuenca probablemente coincide con el curso del río Arauca. En su borde occidental, los estratos del Terciario Inferior y Superior afloran en una zona de piedemonte bastante ancha que limita con la Cordillera Oriental y que se percibe desde Tame en el NE hasta la sierra de La Macarena. Los estratos están dispuestos en varios pliegues ondulados, paralelos a la Cordillera Oriental. Siguiendo la subdivisión establecida por O. RENZ, la serie más antigua que se coloca vastamente sobre el basamento de la Guayana y sobre los remanentes paleozóicos y de la Arenisca del Vaupés (Roraima de la Guayana) es la del Limbo, expuesta típicamente en los afloramientos del lado NE de la sierra de La Macarena (entre el Cambro-Ordoviciano y la serie de San Fernándo), y también bien definida en la zona del Morro, del Cravo Sur, donde sigue concordantemente sobre el Cretáceo. Esta serie consta de areniscas cuarzosas que son finamente conglomeráceas (cuarzo y lidita negra) en la parte inferior y llevan capas de "porcelanita" en la Macarena. La parte media es arcillosa con restos de plantas, y consta en El Morro de una parte inferior gris con mantos de carbón y bancos de arenisca y una parte superior de gredas rojas y moradas; en su constitución y sucesión es muy semejante al Guaduas de Bogotá, pero palino

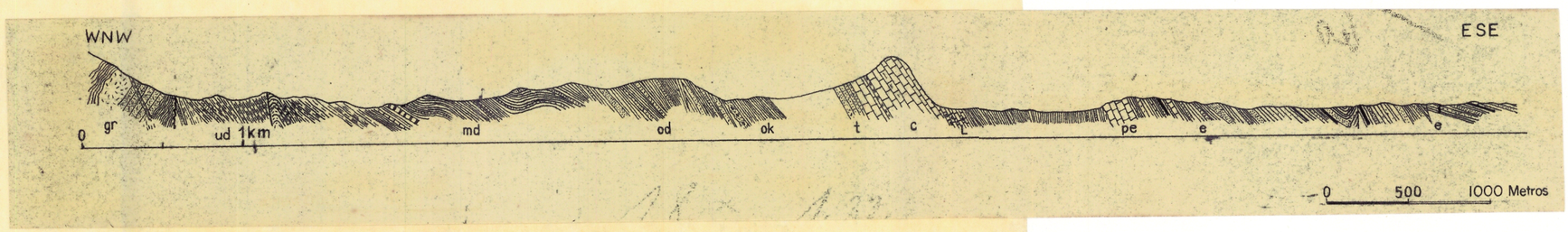


Fig. 49.- Sección geológica por la pendiente NE de la Serranía de Perijá en el curso superior del Río Cachirí, según LIDDLE.
gr = Basamento prepaleozoico; ud = Devoniano inferior; md = Devoniano medio; od = Devoniano superior; ok = Carbonífero superior; t = Arenisca de Tomón; c = Caliza de Cogollo, Cretáceo inferior; l = Estratos La Luna; gu = Esquistos de Guayuta, Cretáceo superior; pe = Caliza de Guasare del Paleoceno; e = Eoceno.

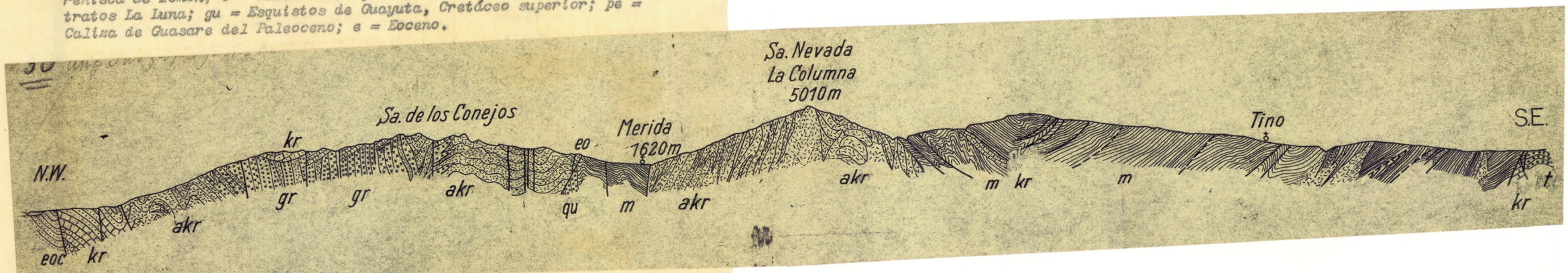


Fig. 50.- Sección geológica por la parte centra de la Sierra de Mérida, según KUNDIG.
akr = Cristalino antiguo, neises, esquistos cristalinos y granitos;- m = Estratos de Mucuchachi, filitas; gr = Intrusiones jóvenes de granito; qu = Serie La Quinta; kr = Cretáceo; eo = Eoceno; t = Terciario superior.

lógicamente equivale al Paleoceno en su totalidad, más posiblemente algo de Eoceno Inferior. El miembro areniscoso superior que es una buena guía hasta Venezuela y que se identifica con la Arenisca del Mirador de ese país, corresponde a una parte del Eoceno Inferior y al Eoceno Medio. La parte inferior del Limbo muy semejante a la Arenisca Tierna del Guadalupe de Bogotá (Maestrichtiano Inferior), sin embargo es palinológicamente del Paleoceno al cual sigue debajo el Maestrichtiano que es en general el nivel de transgresión cretácea en los Llanos meridionales, al E del geosinclinal andino. Sobre el Limbo se desarrolla la serie arcillosa de San Fernando que comprende palonológicamente el Eoceno Superior y parte del Oligoceno siendo difícil delimitarla hacia arriba (contra la serie del Diablo) según meros puntos de vista litológicos y de niveles de fósiles de agua salobre que son variables; además, como sucede en el Oriente del Ecuador, los foraminíferos arenosos no son muy diagnósticos y los foraminíferos marinos solo se encuentran localmente. Tales estratos estuarinos se pueden seguir, con la guía de la Arenisca del Limbo y su propio carácter arcilloso gris y verdoso, además por la presencia de mantos de carbón lignítico, desde la región SW de Florencia (Caquetá) hasta Venezuela. El San Fernando que llega a tener más de 1000 m de espesor, traspasa a la serie oligocena del Diablo, caracterizada por la intercalación de niveles de arcillas y de gredas rojas entre las grises, además por bancos de arenisca, mantos de lignito y niveles fosilíferos de agua dulce y salobre. La siguiente serie del Caja abarca el Oligoceno Superior y el Mioceno Inferior, pero ya no es una secuencia esencialmente arcillosa, sino gredosa y areniscosa con frecuentes intercalaciones de areniscas finamente conglomeráceas, que se distinguen por una gran potencia en el curso alto del río Arauca donde se presume esté el centro de la cuenca de Arauca. Luego sigue la serie de Farallones o Samaricote considerada como Mioceno Superior, bien expuesta al N de Medina y al S de Tame, que consta de conglomerados, derivados del Cretáceo arenoso y del Paleoceno del borde de la Cordillera Oriental. Las intercalaciones arenosas llevan detrito abundante de plantas. Siendo hasta ahí la sucesión maestrichtiana-terciaria conforme y en parte disconforme, la siguiente serie arenosa y con-

glomerácea de San Pedro (tipo río Tía), se coloca con fuerte discordancia sobre las demás, pero todavía está levemente plegada y fallada. De ella solo se conservan residuos y el espesor no pasa de 100 m. Su edad se considera pliocena. En discordancia técnica y erosiva le sigue el Pleistoceno conglomeráceo y gredoso que forma masas planas al S de Villavicencio, ya muy derruídas, de las cuales probablemente son una vanguardia los montículos de Apiay al E de Villavicencio.

La fauna salobre-límnica del NE de La Macarena y del río Humadea fue estudiada por A. OLSSON y contiene entre las Corbulidae: Pachydon (Anisothyria), entre las Littorinidae: Toxosoma (Pseudolacuna) y demás Melanidae). Los dos géneros nombrados también se conocen de los estratos de Pebas del área del alto Amazonas (I., pg. 554) que se consideran pliocenos y evidencian una vasta distribución de la fauna en la orla al E de los Andes. Otra fauna de moluscos de agua salobre se halló en el río Charte, afluente del Meta, la cual recuerda la que se presenta en los estratos oligocenos de La Cira del valle del Magdalena. En los estratos del Terciario Inferior del borde andino aparecen en veces manifestaciones de petróleo y de asfalto; perforaciones de experimentación hechas en San Martín y en Los Llanos de Cabuyaro sobre el río Meta, no tuvieron éxito. En el Sur solo existe, a lo largo de la cordillera, una faja angosta de estratos terciarios, y frecuentemente éstos faltan y el Cretáceo y rocas más antiguas afloran en el borde de la cordillera; esto puede guardar relación con la inversión mencionada de los estratos del borde oriental de los macizos. Entre los dos macizos (el de Garzón y el de Quetame), el borde de la cordillera forma una ensenada hacia el Oeste, en cuya parte oriental, entre los ríos Guayabero y el río Guéjar, se yergue la sierra de La Macarena en medio de los sedimentos terciarios y alcanza una altitud sobre el plano de unos 1200 m; su longitud es de 120 km y su ancho, de 20 a 30 km. Se trata de una gleba de rumbo NNW, con buzadas regulares en el Terciario Inferior en los extremos N y S y cortada en este último extremo por el río Guayabero y en el N, por el Guéjar. El

flanco occidental es una falla muy alta, mientras que el oriental está menos y más angulosamente fallado. La forma de este largo domo fallado corresponde a un rectángulo. Cerca del borde oriental y en la parte central, el basamento de La Guayana se halla descubierto. Según GANSSER (ver THUMPY), en la parte Sur ella consta de esquistos sericíticos y neises sericíticos. En la parte central prevalecen neises lenticulares con grandes fenocristales de microlina; al lado de éstos hay paraneises que contienen granito. Para la parte septentrional de la sierra, son característicos los granosienitas con fenocristales de ortoclasa.

Sobre el basamento de La Macarena trangrede una serie de estratos del Paleozóico Inferior que tienen algunos cientos de metros de espesor en la parte Norte. Ella se compone de cuarcitas, areniscas y esquistos arcillosos con bancos delgados de caliza, que contienen en varios sitios faunas del Tremadociano y Arenigiano, así braquiópodos, tribolitas y graptolitas. El Paleozóico Inferior del flanco oriental de la Cordillera Oriental por lo visto, continúa a la orla subandina, pero se adelgaza considerablemente y ya hacia el Vaupés donde el supuesto Juratriásico y el Terciario transgreden al basamento, no hay vestigios de sedimentos paleozóicos. El basamento y el Paleozóico de La Macarena están trangredidos en posición llana por areniscas que en parte probablemente corresponden a las juratriásicas de las mesas y escarpas del Vaupés que son cuarcíticas y en parte, a las friables y algo conglomeráceas de la serie del Limbo (Maestrichtiano-Eoceno Inferior). A ellos siguen en la buzada Norte de la sierra los estratos arcillosos, rojizos y abigarrados del Terciario Inferior. La cubierta sedimentaria joven oculta en el N casi completamente el basamento.

El basamento también aflora a unos 100 km más al E en la pequeña sierra monoclinal de Puerto Arturo (o San José) situada en la confluencia del Guayabero con el Ariari (inicio del Guaviare) y trangredida en la parte N por la Arenisca cuarcítica del Vaués y por el Maestrichtiano-Terciario Inferior. La parte Sur y la parte del interior están formadas de sienita nefelínica del basamento y se hallan falladas al Sur contra el terreno plano cuyo subsuelo consta de arcillas oligocenas.

BIBLIOGRAFIA

OPPENHEIM, V. — Rasgos geológicos de los Llanos de la Colombia Oriental. Not. Mus. La Plata 1942.

TRUMPY, D. — Precretaceous of Colombia. Bull. Geol. Soc. Amer. 54, 1943.

TSCHOPP, H. J. — Oil exploration in the oriente of Ecuador, 1938-1950. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 37, 10, 1953.

6. LA VIRGACION DE LA CORDILLERA ORIENTAL DE COLOMBIA

La Cordillera Oriental entra en virgación al N del macizo de Santander, en una forma muy semejante como lo hace la Cordillera Occidental hacia el Caribe. Los robustos ramales laterales están formados por la serranía de Perijá en el W y por la sierra de Mérida en el E. El espacio de la cuenca de Maracaibo comprendido entre estos ramales, está ocupado por una serie de faldas plegadas con estratos terciarios que se desarrollan a continuación N de las glebas sumergentes del macizo de Santander o que desaparecen adelante en el vasto terreno bajo del lago de Maracaibo con relleno moderno y forma de cuenca.

Dedicando primeramente la atención a la serranía de Perijá, este ramal prolongado que se origina en la gleba poniente del macizo de Santander, corre con rumbo NNE hacia la península de la Guajira, pero no se extiende hasta ésta sino que, en la estribación Norte de Montes de Oca, al NW de Maracaibo, dobla repentinamente al E y se sumerge bajo la planicie de Maracaibo. Según estudios recientes de H. C. RAASVELDT, H. BURGL y O. RENZ, pasa por ahí la falla de traslación horizontal de Oca (no Ocoa) de ROD, que debe proseguir más al W por el plano

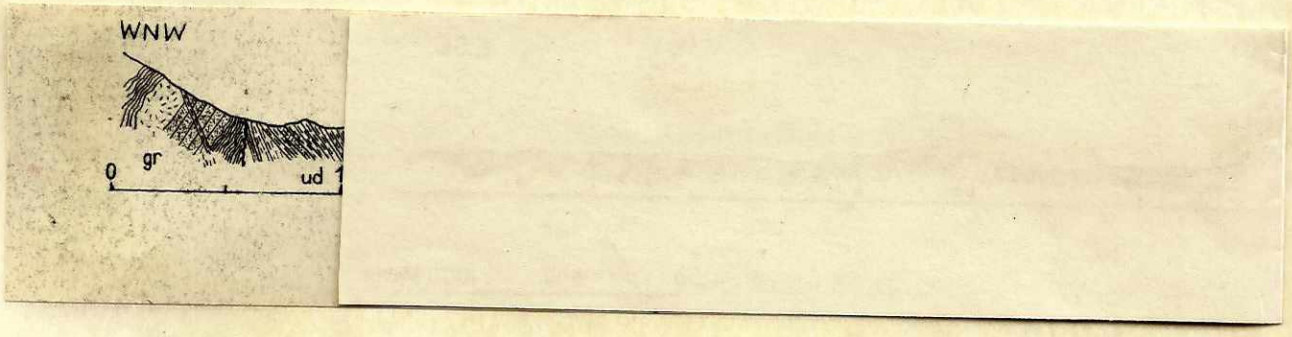


Fig. 49.- Sección geológica por la pendiente NE de la Serranía de Perijá en el curso superior del Río Cabhirí, según LIDDLE.
gr = Basamento prepaleozoico; ud = Devoniano inferior; md = Devoniano medio; od = Devoniano superior; ok = Carbonífero superior; t = Arenisca de Tomón; c = Caliza de Cogollo, Cretáceo inferior; l = Estratos La Luna; gu = Esquistos de Guayuta, Cretáceo superior; pe = Caliza de Guasare del Paleoceno; e = Eoceno.

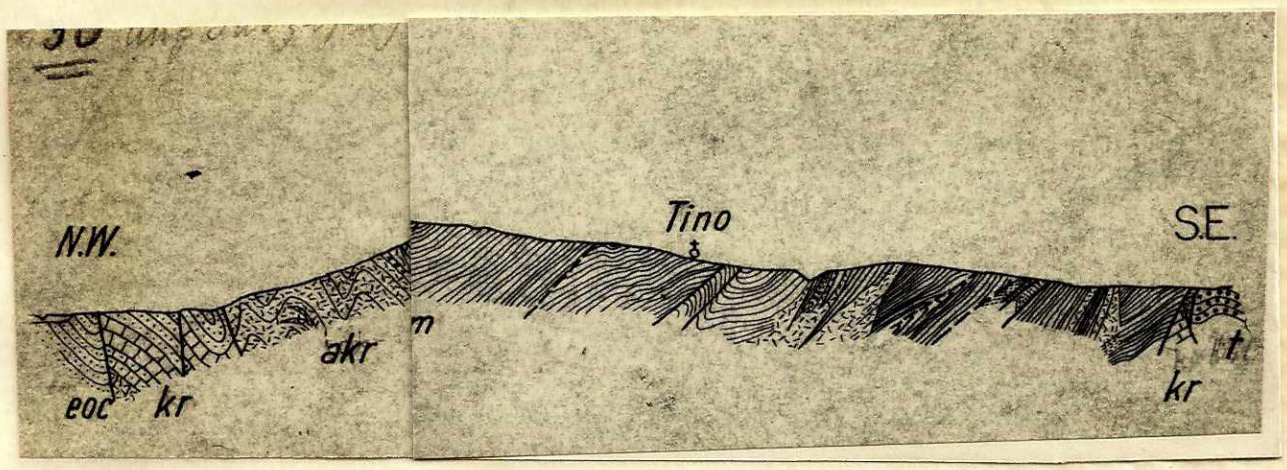


Fig. 50.- Sección geológica por la parte centra de la Sierra de Mérida, según KUNDIG.
akr = Cristalino antiguo, neises, esquistos cristalinos y granitos;- m = Estratos de Mucuchachi, filitas; gr = Intrusiones jóvenes de granito; qu = Serie La Quinta; kr = Cretáceo; eo = Eoceno; t = Terciario superior.

antepuesto a la parte N de la Sierra de Santa Marta, ya que en el borde N mismo de la sierra los estratos meosozóicos buzan primero fuerte y luego suavemente al N, sin seña de dislocación; lo mismo sucede más al W, en Palomino, donde el Mioceno está puesto sobre el cristalino. La serranía de Perijá estás separada de la sierra nevada de Santa Marta por un terreno bajo, estrecho en el NE y amplio hacia el SW, que está drenado por el río César aluente del Magdalena, y que equivale a una cuenca del Girón terrestre y del Cretáceo en facies calosa, siendo característico para el Cretáceo su transgresión tardía, alrededor del Aptiano o Barremiano. (O. RENZ, bajo TRUMPY). El Terciario aflora en la parte interior occidental de esta cuenca. Por el curso medio del río Ranchería que más abajo se dirige al Caribe en Rinchala, la cuenca se prolonga hacia el E, hacia los Montes de Oca y contine ahí estratos del Terciario más Inferior, en parte marinos y en parte límnicos con potentes mantos de carbón (Cerrejón). La división de aguas en este valle, entre los ríos César y Ranchería que nacen en la Sierra de Santa Marta, está en el Cretáceo calcáreo, al cual se agrega el Terciario Inferior en el pie sobrescurrido de este sector septentrional de la serranía de Perijá. En general se puede decir que al E de esta división de aguas, o sea hacia la Guajira, el Mioceno es marino, en tanto que hacia el SW, o sea contra el valle del Magdalena en la región de El Banco-Puerto Berrío es típicamente estuarino, con raras ingresiones marinas. En cambio, al W de El Banco, el Mioceno es mayormente marino y forma parte del área terciaria marina que se extendía hacia el Pacífico. Es evidente que el ala occidental de la Cdillera Central que se extiende hacia el Banco con tendencia a empatar con la sierra de Santa Marta, fue entonces la división entre el área marina del bajo Magdalena-Sinú y el área estuarina del valle del Magdalena y del curso bajo del río César. El interior de la serranía de Perijá infortunadamente muy poco se conoce y solo existe una serie de observaciones de los bordes colombiano y venezolano que dan indicaciones sobre su constitución. En el borde occidental, las rocas antiguas del interior están antepuestas por escalones del Cretáceo y Terciario Inferior, en forma semejante como lo hemos visto en la gleba más occidental del macizo de Santander, en la región de Ocaña. En otros lugares de la serranía de Perijá sin embargo emergen directamente estratos paleozóicos

marinos o juratriásicos terrestres entre los depósitos jóvenes. Según TRUMPY, cerca de Santa Isabel (al NW de El Banco), sobre el cristalino que constituye el cerrito de Chimichagua del lado N del río César, se coloca una serie potente de esquistos y de arnisca de grauvaca cuya parte inferior podría representar el Paleozóico más antiguo, mientras que la parte superior que sigue discordantemente, ha producido algunos fósiles del Devoniano. Con otra discordancia y un conglomerado basal, los sedimentos terrestres de la serie de Girón transgreden sobre el Devoniano. La parte inferior del Girón probablemente representa el Triásico Superior mientras que la superior, puede equivaler al Jurásico y contiene troncos silificados de árboles. Más al NE, en el río La Mula, la parte inferior está caracterizada por lavas y tobajs rojas; en el límite hacia la parte superior se presentan conglomerados con rodajes de caliza permiana con Fusulinas. En la pendiente más alta, siguen encima areniscas cuarcíticas y luego las calizas cretáceas en la facies del Cogllo de Venezuela que representan el grupo de Villeta en la parte inferior y el grupo de Guadalupe en la parte superior. Afloramientos de los estrechos marinos del Carbonífero y del Permiano Inferior no se conocen por ahora sino del sector N de la serranía de Perijá. Según O. RENZ - (véase TRUMPY), una gleba de caliza permiana gris y con nódulos y bandas silíceos, está sumida entre el Devoniano y el Cretáceo. Esta caliza contiene una rica fauna, en la cual Medlicottia y Perrinites anuncian la presencia del piso de Artinsk. Todavía más al N, en el valle del río Rancherla, aparecen en el cerro de Cerrejón esquistos con bancos de arenisca y de caliza que contienen braquiópodos del Carbonífero y que están escurridos sobre el Terciario Inferior. Encima, al E, siguen sobre el Carbonífero estratos conglomeráceos y gredosos rojos de la serie de Girón y otra vez calizas tipo Cogollo del Cretáceo Inferior.

En la parte meridional, la serranía de Perijá tiene un núcleo cristalino, con intrusiones graníticas, que es una extensión de la gleba occidental del macizo de Santander y que desaparece finalmente bajo los estratos paleozóicos mencionados, extendidos en la pendiente W de la serranía. El sector septentrional de la misma se distingue del meridional por la intercalación de estratos mesozóicos, dispuestos en ella diagonalmente, de

SW a NE. Pero también en el sector Norte aparece una zona de rocas eopaleozóicas ligeramente metamórficas con un núcleo más fuertemente metamórfico de cuarcitas, micacitas y rocas esquistoseadas néisicas, cruzadas por venas de cuarzo e intruídas por granito. La sucesión estratigráfica fue investigada por LIDDLE en el lado E de la serranía. (fig. 49). A lo largo de una dislocación erguida, siguen a las rocas antiguas del núcelo primero esquistos y areniscas cuarcíticas que contienen algunos fósiles mal conservados del Devoniano Medio, entre ellos braquiópodos, moluscos, briozoas y corales. En algunos sitios se observaron silos de rocas efusivas básicas en los estratos devonianos. Los siguientes esquistos y cuarcitas de gran espesor han sido interpretadas por LIDDLE como del Devoniano Superior. El Devoniano está superpuesto discordantemente por una serie de esquistos arenoso-micáceos de color rojo profundo que en la base adquieren carácter conglomeráceo a raíz de la participación de fragmentos calcáreos poco redondeados. A estos estratos rojos siguen calizas con crinoídeos en los cuales se encontraron algunos fósiles del Carbonífero Superior. Más al Sur, en el curso superior del río Pálmar, según HEDBERG y SASS, el Permocarbonífero también está representado por caliza de Fusulinas. Los estratos del Paleozóico buzan bastante regularmente hacia el E, pero se presentan zonas notablemente falladas o convulsionadas. En esta forma, se diferencian de los estratos cretáceos y terciarios que siguen al E, río abajo. No se conocen equivalentes de la serie de La Quinta (Girón) del flanco oriental de la serranía; ellos no aparecen sino en el flanco N de los Montes de Oca, término NE de la Perijá. Cerca de este término, en el río Cachirí, el Cretáceo es mucho más grueso que en el S, pero es posible reconocer la subdivisión característica en arenisca basal, y calizas gruesamente banqueadas del Cogollo del Cretáceo Inferior (caliza inferior del Cogollo de L. KEHRER, llamada ahora estratos de Apón. Véase cuadro 3). Encima siguen los esquistos muy fosilíferos de los estratos La Luna (Turoniano-Coniaciano), además una serie gruesa de esquistos (Colón), con franjas de siderita arcillosa, que pertenecen al Senoniano. La semejanza del desarrollo del Cretáceo en la serranía de Perijá con el de la Sierra de Mérida dió lugar a pre

sumir que estas formaciones de las sierras también estuviesen desarrolladas en el subsuelo del terreno intermedio de la cuenca de Maracaibo. Esta suposición fue confirmada recientemente en dicho recinto por los resultados de algunas perforaciones profundas, de manera que tanto la serranía de Perijá como la Sierra de Mérida se produjeron dentro de un geosinclinal homogéneo. Al Sur delcambio de rumbo al E que acaece en el codo de los Montes de Oca, hay un sinclinal amplio y suave, llamado sinclinal Mañuelete, que se extiende desde el río Cachirí al NNE hasta más allá del río Guasare. En él también se conservan los depósitos de casi todo el Terciario. Ellos se inician con la caliza paleocena de Guasare, que cubre el Cretáceo conformemente, pero que se extingue hacia el Sur, contra el borde de la Perijá. Representa evidentemente la finalización de un desenvolvimiento marino sostenido desde el Cretáceo. El Guasare está superpuesto de depósitos gruesos, arenosos y esquistosos del Terciario Inferior que, como en Cerrejón, contiene localmente mantos de carbón. También el Terciario Superior está representado en el borde oriental de la serranía de Perijá por depósitos prevalentemente terrestres. Al E del sinclinal de Mañuelete se presenta una falla de rumbo, en la cual el Cretáceo del flanco oriental está escurrido sobre el Terciario Superior del pie serrano. Más al Sur, el flanco oriental de la serranía de Perijá está formado de un anticlinal con núcleo devoniano que ha sido roto por los ríos Palmar y Apón. Sobre el Carbonífero y el Permiano del flanco oriental siguen luego hacia el borde serrano el Cretáceo y el Terciario. Este último se hunde bajo las formaciones de la cuenca de Maracaibo. En su salida de la serranía, el río Palmar corta una roca granítica que se puede perseguir al N hasta cerca del río Cachirí y que se cubre al E con Terciario Superior y localmente con Cretáceo. Según el examen petrográfico de RUTTEN, se trata de un granito con grandes cristales de oligoclasa-andesina puestos en una matriz de ortoclasa-cuarzo con biotita oscura en caliza de material oscuro. SCHURMAN que también investigó la roca, la califica de una yosemitita muy alcalina. Esta clase de rocas no se conoce entre los granitos andinos jóvenes; además, el cuarzo muestra en parte extinción ondulosa y estructura cataclástica. Sin embargo, RUTTEN y SCHURMANN consideran que la roca es joven. SUTTON y BUCHER le

dieron en sus mapas el mismo color como a las intrusivas más antiguas del macizo paleozóico en el interior de la serranía. Nosotros también queremos considerar el granito de Palmar como Neopaleozóico y, prescindiendo del hábito petrográfico vemos un respaldo de esta opinión en que LIDDLE ha observado pequeñas intrusiones de rocas dioríticas en el río Cachirí que están en estratos permo-carboníferos. En el granito del pie de E de la serranía aparecen filones de porfirita, superpuestos localmente por porfirita y meláfidos; según lo supne BUCHER, se trata en este caso de rocas eruptivas de la serie venzolana de La Quinta.

El ala septentrional del extremo de Oca de la serranía de Perijá es poco conocida; su núcleo, según se dijo, está formado por rocas de la serie Girón-La Quinta y se hunde a lo largo de una falla E-W, ya mencionada, bajo los depósitos jóvenes de la extensión E del valle del César. El núcleo se hunde también pronto al E, bajo depósitos jóvenes costeros del golfo de Maracaibo. A la entrada hacia la garganta que comunica el golfo y el lago de Maracaibo, existen algunas pequeñas islas, entre las cuales solo la más occidental o isla de Toas, muestra afloramientos de edad antigua. Ella está formada de un anticlinal de cofre con rumbo E-W cuyo flanco N es erguido y el flanco S vertical hasta en parte invertido. El núcleo consta de granito premesozóico que está al descubierto en el interior isleño; SCHURMANN lo considera como un granito hornbléndico-biotítico muy alcalino. Los flancos en el borde de la isla que son erguidos, están formados de estratos mesozóicos. En la base de ellos hay arcosas que cubren el granito y que contienen tobas porfiríticas lo cual indica que puede tratarse de la parte antigua (Montebel) de la serie de Girón. Encima se presentan calizas gris claras en bancos gruesos que corresponden faunísticamente al Aptiano y al Albiano. Tanto en la costa Norte como en la del Sur, el Terciario Inferior se superpone a los estratos del Cretáceo que se hunden con buzamiento fuerte hacia el mar. La ausencia de la caliza paleocena del Guasare en el flanco meridional del anticlinal se puede relacionar con complicaciones tectónicas en este ala localmente invertida. El pliegue de cofre de la isla Toas tiene el mismo rumbo como el extremo de Oca de la serranía de Perijá, pero se halla claramente desplazado hacia el S con respecto a la serranía.

B. LA SIERRA DE MERIDA

Dirigiendo la atención hacia la rama oriental de la Cordillera Oriental, es decir a la sierra nevada de Mérida que se alza hasta por encima de 5000 m, vemos que también su núcleo está formado por un macizo antiguo que está separado del macizo de Santander de Colombia por el terreno cretáceo-terciario de Táchira, un sector deprimido y fragmentado entre los dos macizos. Los pliegues de su parte occidental pertencen a los terciarios de la parte central de la virgación a la cual aludiremos más tarde. Los pliegues orientales en cambio se originan en las glebas del macizo de Mérida que se hunden al SSW bajo la cubierta sedimentaria del Cretáceo. En el área del campo hundido, los pliegues están suavizados, además hundidos y desplazados en las dislocaciones del campo, pero vuelven a ascender en el SW y se prolongan en Colombia hacia las glebas orientales del macizo de Santander. El campo de hundimiento de Táchira no es un foso simple, sino como se desprende del croquis tectónico de BUCHNER, un área fragmentada, de constitución tectónica complicada. Por cierto que en los bordes W y E se reconocen dos dislocaciones principales de rumbo esencialmente NNE-SSW, la occidental de las cuales está situada al poniente del río Pamplonita y la oriental, pasa a lo largo del ala NW del desfiladero del macizo de Mérida. Tras corta interrupción y traslado al E, se le puede perseguir hasta el borde meridional del campo hundido. En su interior, la depresión de Táchira se divide en cierto número de glebas con hundimiento recíproco en escalones que en parte corren paralelos, en parte diagonales a las dislocaciones marginales. En el sentido longitudinal del campo fragmentado, el hundimiento aumenta de SSW hacia NNE, por lo cual afloran en el S estratos del Cretáceo y en el N los del Terciario. Las rocas volcánicas son desconocidas en la depresión de Táchira, pero existen algunas fuentes termales.

El macizo de Mérida está constituído de rocas paleozóicas y precambrianas, y se yergue en el borde E de la depresión de Táchira entre

sedimentos cretáceos, pudiendo perseguírsela en el sentido del rumbo SW–NE como núcleo alongado de rocas cristalinas hasta la región de Barquisimeto. En la parte occidental, ambos flancos están cubiertos de Paleozóico que se extiende en el flanco NW hasta la región de Valera y Trujillo. Según KUNDIC, el núcleo cristalino consta de rocas altamente metamórficas, en parte de origen magmático, en parte sedimentario, y se distinguen ortoneises biotíticos, neises migmatíticos con inyecciones aplíticas seudoestratificadas, neises lenticulares, neises de grano fino con granate y biotita, asimismo que micacitas. Las rocas magmáticas demuestran subplegamientos intensos, como son característicos para el metamorfismo periplutónico con fusión fuertemente desarrollada. Por este motivo, se asemejan extraordinariamente a rocas del basamento en el oriente extraandino del continente, y es con razón, que KUNDIG les adscriba también edad precambriana en la sierra de Mérida. Las rocas cristalinas descritas no solo afloran en la zona central que se extiende por toda la sierra de Mérida, sino además en forma de glebas alargadas de los flancos S y N que van en el sentido del rumbo y que fueron alzadas por movimientos jóvenes.

Tanto en la zona central como también en glebas individuales, las intrusiones de granito al núcleo cristalino desempeñan un papel importante y están circunscritas esencialmente a ellas. Ya en la cubierta paleozóica tan solo se conocen unas pocas intrusiones macizas en cuya corona, los sedimentos suelen estar transformados en esquistos nudosos y atravesados por diques de pegmatita. En cambio, los estratos mesozóicos de los flancos de la sierra y de la depresión de Táchira están completamente libres de intrusiones. Por cierto, KUNDIG adscribió una edad joven, andina, a algunos granitos de las glebas septentrionales del macizo de Mérida. KUNDIG dice que granitos porfídicos con grandes cristales de ortoclasa están en contacto con areniscas cretáceas, habiéndolas metamorfizado. Sin embargo ya BUCHER llama razonadamente la atención hacia el hecho de que los argumentos de KUNDIG no son muy convincentes; también la muestra del contacto de la A-

renisca de Tomón con el granito, figurada por SCHURMANN, no es probatoria en su opinión porque los feldespatos y micas incluídos en la Arenisca también pueden ser material detrítico. SCHURMANN ha examinado petrográficamente y con mucha detención varias de las muestras de granito recolectadas por KUNDIG y, con base en análisis de granito de otras partes de las cordilleras y del basamento del viejo escudo de la Guayana (Surinám), hizo un estudio comparativo. Entre las rocas graníticas de la sierra de Mérida, los tipos más expandidos son los de yosemitita que, según dijimos, no aparecen entre las jóvenes rocas andinas típicas. El parecido mayor lo tienen estas yasometitas, pobres en Mg, con ciertos granitos biotíticos con afinidades yosemitíticas provenientes del basamento de Surinám. En las demás rocas examinadas de la sierra de Mérida, se trata en cada uno de los casos de granito normal, de granosienita y de una roca de los cerros de Las Iglesias que SCHURMANN ha calificado de granodiorita porque en el tetraedro de Niggli cae sobre el mismo corte como las granodioritas jóvenes de las cordilleras meridionales. En cuanto al hábito petrográfico, la roca es fundamentalmente distinta de los granitos andinos jóvenes. Es una roca de grano grueso con cristales de microlina rosada hasta un tamaño de 5 cm. Pero, cuando las granodioritas típicas poseen cristales grandes de feldespato, entonces se trata de plagioclasa, y la microlina en todo caso es rara. Desde que la fragmentación de la sierra de Mérida en glebas, según veremos, no tuvo lugar sino en el Terciario, naturalmente es muy factible que con motivo de estos movimientos profundos, el magma volviera a reactivarse y que se presentaran nuevas intrusiones, en especial porque se conocen intrusiones menores en el Cretáceo fuera de la sierra de Mérida. Sin embargo, entre las rocas graníticas investigadas, provenientes de esta sierra, no se halla un solo granito andino joven y típico. Todas ellas evidentemente tienen edad precambriana, posiblemente con excepción del granito normal muy alcalino de Bailadores que puede haber sido generado en conexión con el orogénesis neopaleozóico.

El Paleozóico que cubre el núcleo en ambos flancos, se puede dividir en una serie más antigua, más o menos metamórfica, y otra más

joven, prácticamente no alterada. A la primera pertenecen, como grupos estratigráficos más antiguos, areniscas y esquistos metamórficos estrechamente plegados a los cuales penetraron granitos. TERRY (bajo SCHUCHERT) encontró en ellos algunos fósiles (Cryptolithus, Dicranograptus) del Ordoviciano Medio en el flanco Sur de la serranía, sobre el camino de Santa Bárbara a Mucuchachí, poco antes de llegar al río Caparro. En su tiempo, CHRIST suponía que la serie de Caparro estuviese sobrepuesta discordantemente por la serie Mucupatí que aflora al W del río Caparro y que él consideró devoniana. De ahí llegó a la conclusión que existe un plegamiento caledoniano en la sierra de Mérida. Entre tanto se ha sabido que la serie de Mucupatí es del Cretáceo Superior y por lo tanto la existencia del plegamiento caledoniano no está comprobada. CHRIST y KUNDIG han reunido una secuencia potente de esquistos filíticos y de areniscas cuarcíticas bajo el nombre de serie de Mucuchachí. Exceptuando algunos fósiles mal conservados, hasta ahora solo en el río Momboy al S de Valera, se ha encontrado una fauna algo más abundante que corresponde a la del Devoniano Inferior y Medio del río Cachirí de la serranía de Perijá. En el flanco meridional de la sierra de Mérida, cerca de Sabaneta, la serie de Mucuchachí, está transgresivamente superpuesta por margas rojas arenosas, y por areniscas cuarcíticas, seguidas de calizas con intermedios de esquistos arcillosos, que contienen en Palmarito fósiles del Carbonífero Superior (Spirifer, Productus) y del Permiano más Inferior (Hustedia, Anisopyge, Parafusulina). En el interior de la serranía, los estratos neopaleozóicos solo están conservados en extensión reducida y en algunos sitios. Otro lugar fue descubierto en el Páramo Zumbador sobre la carretera andina, donde las calizas fosilíferas yacen concordantemente sobre areniscas cuarcíticas. En el Oriente de la sierra de Mérida, el Permocarbonífero ha sido levantado de la cubierta mesozóica-terciaria al N de Barinas, en dos glebas que surgen a lo largo de dislocaciones de rumbo. En varias partes se observaron diques y silos de pórfido cuarzoso y de rocas eruptivas básicas que atraviesan los depósitos neopaleozóicos.

Por falta de discordancias tectónicas agudas, es muy difícil en la sierra de Mérida, como también en otras partes de las cordilleras, de concretar las distintas fases de los procesos orogénicos durante el Paelozóico. Entre la serie de Mucuchachí del Devoniano Inferior y Medio por una parte y el Carbonífero por otra, no se observó discordancia tectónica. A pesar de esto, el Paleozóico antiguo presenta en todas partes un plegamiento más intenso y un ligero metamorfismo, en contraste con el Neopaleozóico que transgrede encima. Por lo tanto hemos de suponer en la sierra de Mérida un orogénesis, tal como sucede en otras partes de los Andes. El último plegamiento del Paleozóico solo acaeció después de terminado el ciclo sedimentario carbonífero-permiano, o sea durante la terminación del Paleozóico, en el Permiano Superior. Esto se desprende muy claramente de la colocación efectivamente discordante de los sedimentos más antiguos del Mesozóico sobre rocas hasta del cristalino antiguo.

Estos depósitos juratriásicos, en general gruesamente clásticos, de color rojo y de origen terrestre, se reúnen en Venezuela bajo el nombre de la serie de La Quinta. De modo semejante como el Rotliegendes de Alemania, el material proviene de los productos de desmantelamiento de las montañas paleozóicas. La prueba está en los rodados de calizas de Fusulinas que también se han encontrado a veces en los conglomerados basales. El espesor de la serie de La Quinta varía considerablemente, porque sus depósitos evidentemente se almacenaron principalmente en determinadas cuencas del relieve paleozoico donde llegan a tener hasta 3.000 m de espesor. En la parte inferior se observaron lavas básicas en diferentes lugares, por ejemplo en la región de Lagunillas del valle de Chama. En contraste con el sector colombiano de la Cordillera Oriental se observa una breve transgresión marina indicada por coprolitas de tiburones con restos de Lepidotus, hallados en las localidad típica de La Quinta cerca de la Grita. La representación del Rético está indicada, a igual que en la serie juratriásica de Colombia, por esquistos de esterias que se han encontrado en la parte Sur de la sierra, cerca de Potosí y Celensio. La serie La Quinta está sobrepuesta en la sierra de Mérida y en sus alrededores por

areniscas del Cretáceo Inferior que también son terrestres. Según KUNDIG, estas areniscas de Río Negro (Tomón) no solo transgreden sino además están separadas por una discordancia tectónica de los estratos rojos yacentes, de modo que probablemente también en Venezuela occidental debemos contar con movimientos orogénicos del Jurásico Superior. Un predecesor de la transgresión del mar cretáceo está indicado por una intercalación de caliza Exogyra en las areniscas de Tomón, encontrada cerca de Santo Domingo en la depresión del Táchira. Las condiciones marinas se generalizan con la caliza de Cogollo que está desarrollada localmente, en la parte inferior como caliza de arrecife, con la fauna característica para esta facies compuesta de bivalvas y Orbitolinas del Barremiano-Aptiano; la parte superior contiene amonitas del Albiano. En la parte NE de la sierra de Mérida, en la región de Tocuyo y Barbacoas, el Cretáceo Inferior, a partir del Barremiano, ya está desarrollado en una facies arcillosa con geodas calcáreas ricas en amonitas. Durante el Albiano Superior tuvo lugar una regresión en el SW que condujo a la deposición de areniscas con restos de plantas que corresponden a la Arenisca de Une de la zona de Bogotá del sector colombiano de la Cordillera Oriental. Durante el Cenomaniano, el mar regresa y deposita la caliza nerítica de Capacho, en la cual RUTSCH (Journ. Pal. 28, 4, 1954) recientemente ha encontrado fósiles característicos en la parte NE de la sierra, en la región del río Carache. Su mayor profundidad y su mayor distancia de la costa lo alcanza el mar en esta región durante el Turoniano y Coniaciano cuando se depositan calizas concrecionarias amonitíferas y esquistos con Globigerina, conocidos con el nombre de estratos de La Luna. Encima siguen calizas potentes, de placas silíceas, en alternancia con bancos lidíticos, separados entre sí por esquistos oscuros que representan el Santoniano. En el inicio del Campaniano Superior, una nueva transgresión se halla indicada por un nivel poco potente de arenisca glauconítica con concreciones de fosforita probablemente precedida por un vacío estratigráfico del Campaniano Inferior. Al Campaniano Superior corresponden los esquistos de Colón ricos en foraminíferos que traspasan a los estratos más arenosos de Mito Juan del Maestrichtiano cuya empobrecida fauna de foaraminíferos anuncia que se trata de depósitos de un mar marginal algo salobre del límite del Cretáceo con el Terciario. Según se ve, durante casi todo el Cretáceo reinaba un ambiente marino en los alrededores de la sie-

rra de Mérida. Este, por cierto, estuvo interrumpido dos veces por regresiones pasajeras, probablemente provocadas por movimientos ascendentes del viejo macizo con cubierta juratriásica. Todavía no está bien definido si el macizo estuvo bajo el nivel del mar durante el Cretáceo Inferior. Los pocos escamamientos cretáceos conservados en él, constan de la Arenisca de Río Negro y además de sedimentos nerfticos de la transgresión del Cretáceo Superior sobre el macizo cuya identificación se debe a L. KEHRER quien reconoció las bivalvas de la serie de Mucupati de CHRIST, las cuales fueron determinadas por WOODRING. Pa completar este resultado, es necesario ante todo investigar detenidamente las condiciones de facies del Cretáceo en los bordes del macizo.

Los movimientos orogénicos en el límite del Cretáceo con el Terciario, se volvieron a manifestar principalmente mediante otro solevantamiento del macizo antiguo. En parte alguna de sus bordes se identifican discordancias entre los estratos cretáceos y los del Terciario Inferior; mas bien se observa una transición paulatina de los sedimentos netamnente marinos a los depósitos litorales del Terciario más antiguo. Los sedimentos del Eoceno Inferior de los bordes de la sierra de Mérida muestran siempre un carácter litoral (estratos del Tercer Horizonte Carbonífero, formación Misoa-Trujillo); las areniscas alternan con esquistos finamente arenosos que contienen en Táchira y en el borde SE de la sierra algunos mantos de carbón y ofrecen surcos de oleaje y rastros de fauna. Algunos lechos con ostrácodos, restos de peces y algunos foraminíferos con valva arenosa hablan a favor de ingresiones pasajeras del mar. Se trata, pues, de depósitos litorales del mar (Watten) o bajos cenagosos, vecinos a la costa, interrumpidos por almacenamientos mayores de arena en los deltas de los ríos y probablemente también por formación de dunas. Es de suponer que entonces el macizo de Mérida puede haber sufrido una elevación suave, recientemente surgida del mar, colocada entre la cuenca de Maracaibo en el N y la de Barinas en el Sur, ambas subsidentes en este tiempo, de modo que

los productos de erosión desde el macizo pudieron acumularse y adquirir gran espesor en ellas. En el Eoceno Superior, el mar nuevamente avanzó desde el NE y también del SE (desde la cuenca de Barinas) contra el macizo de Mérida y llegó temporalmente hasta la depresión de Táchira. No es del todo imposible que en este tiempo haya sido inundado por el mar, especialmente en el área NE, porque se conocen depósitos del límite Eoceno-Oligoceno que contienen fósiles de la llamada fauna de Hannatoma la cual se ha encontrado en el interior del macizo (I, pg. 422), por ejemplo cerca de Mérida, en estratos tectónicamente muy perturbados de una escama de Cretáceo y Terciario, colocada entre el cristalino. Representantes de la misma fauna también se presentan en el borde SE del macizo, sobre el río Boconó, cerca de Barinas. Esta fuana con ligero acento salobre, evidentemente corresponde a la fase de regresiones del mar eoceno, producida por la acción renovada de solevantamiento del macizo, acción que en este tiempo estaba conectada a una componente de rumbo NW que plegó los sedimentos del Terciario Inferior en el borde NW e hizo retroceder el mar a gran distancia al NE. También la parcelación del macizo en glebas a lo largo de dislocaciones de rumbo, puede haber sido predispuesta en ese tiempo. Durante el Oligoceno, el mar no pudo - volver sino paulatimamente al foredeep en el Norte, pero en el Mioceno avanzó temporalmente hasta la depresión de Táchira. En cambio el macizo de Mérida ya se alzaba como sierra medianamente alta. En el Plioceno comenzó el orogénesis tarditerciario que tuvo por consecuencia un nuevo solevantamiento del macizo y otra acentuación de su estructura según glebas. Esta estructura, según lo da a entender una vista sobre el mapa de KUNDIG, es la particularidad más característica de la constitución tectónica del macizo.

Aparte de manifestarse en la parte central de la sierra de Mérida, las rocas cristalinas prepaleozóicas también asoman a la superficie en ambos flancos, en forma de glebas elongadas. Fueron alzadas por dislocaciones de rumbo, generalmente en posición inclinada y en forma de escamas, y han sido denudadas de su cubierta paleozóico-mesozóica. En la parte septentrional de la región de Mérida

se levantan las tres glebas que suceden escalonadamente y que son los cerros de las Iglesias, de los Conejos y de la sierra Capaz, recorridos en un amplio arco por el río Chama. Según las secciones geológicas de KUNDIG, las glebas principales están subdivididas por dilocaciones menores; pero en general se inclinan al NE porque en esta dirección están superpuestas por sedimentos de la serie de La Quinta (fig. 50). La más septentrional que es la de la sierra de Capaz, se halla escurrida localmente en dislocación erguida sobre la angosta faja terciaria del pie del macizo, a igual que el cristalino que vuelve a asomar al W en los cerros de Avispa. Futuras investigaciones deben demostrar si el cristalino de Tovar, al W del valle erosivo del río Tovar, también tiene que ver con una gleba levantada en una dislocación de rumbo. El mapa de BUCHER revela una gran intrusión de granito cuyo término oriental engrana con los estratos de la serie de Mucuchachi y que está cortada al W por la disolcación marginal de la depresión de Táchira. También la intrusión de granito del Páramo del Batallón, en el extremo W del macizo de Mérida, está engranado, según BUCHER, con la serie paleozóica de Mucuchachí; con su final redondeado, ella todavía se extiende del Paleozóico al Cretáceo. Tanto KUNDIG como BUCHER figuran este extremo redondeado como limitado por dislocaciones tectónicas, de modo que debe suponerse que el residuo erosivo del granito probablemente neopaleozóico que asciende hasta la serie de La Quinta, ha perforado la cubierta cretácea superpuesta en relación con el orogénesis tarditerciario. En el flanco S de la sierra, se ha levantado la gleba de Los Colorados cerca del borde que recorre el río Caparro por el N y W. Ella está limitada al W por una dislocación tranversal y llega, buzando y estrechándose, hasta el río Socopó. Al contratio de lo que sucede con las glebas del flanco N, en su constitución participan principalmente, hasta donde se sepa, esquistos cristalinos (serie de Bellavista de CHRIST), pero éstos se hallan intruídos por granitos y atravesados por diques, por lo cual KUNDIG, probablemente con razón, las consiera como precambrianas. Al lado del solevantamiento del cristalino a lo largo de dislocaciones de rumbo, aparecen además, escamamientos del Mesozóico y del Terciario dentro del cristalino y del Paleo-

zóico del macizo. En el lado S de la dierra, la carta de KUNDIG muestra un escamamiento alargado de ese tipo en El Muerto, al pie de la sierra de Don Pedro. De mayor importancia para la determinación de la edad de estos procesos tectónicos es la presencia de Cretáceo y de Terciario fosilíferos en una escama entre el cristalino de la gleba de los cerros de La Iglesia y el de la zona central. En arcillas esquistosas dinámicamente muy afectadas, se hallaron los mencionados fósiles de la fauna Hannatoma del Eoceno Superior, los cuales demuestran que el escamamiento solo tuvo lugar en tiempos postocenos. También el modo del fracturamiento y del buzamiento de las distintas glebas en el extremo SW del macizo, hablan en favor de la edad joven de los procesos tectónicos. El núcleo cristalino de la sierra de Mérida ya voltea, flanqueado por el Paleozóico sobre la línea La Grita-Pregonero desde la dirección SW a la general Sur del sector colombiano de la Cordillera Central, hundiéndose con muchas complicaciones tectónicas bajo el Mesozóico de la parte Sur de la depresión de Táchira. El núcleo paleozóico desaparece en el páramo del Zumbador, junto con los estratos permocarboníferos bajo la cubierta mesozóica. En su luagar se presenta ahí un alzamiento de los estratos de La Quinta, ubicados en el núcelo, que es perceptible hasta el río Torbes, al S de San Cristóbal donde las fracturas de la depresión de táchira lo desvanecen más. Al S del río, sin embargo, vuelve a surgir, y todavía en territorio venezolano, el núecleo cristalino, en parte cubierto de Paleozóico Superior, emerge y se extiende a la gleba más oriental del macizo de Santander. Al N de este eje principal de levantamiento del macizo de Mérida se halla indicado un anticlinal curvo de estratos de La Quinta con núcleo cristalino que aparece en el NE de la depresión de Táchira, en la prolongación de las glebas cristalinas del flanco N. Su frente está cortado por el río Lobatera abajo de Colón y se halla sobrescurrido al W del Terciario. En el flanco S del macizo, es notable la fuerte fracturación del núecleo cristalino en varias glebas. Un fracturamiento semejante lo hemos conocido también en los extremos de otros macizos; a este respecto, el cambio de rumbo en un ramal puede desempeñar un papel en la gestación de la tectónica de fallas que

en los pormenores es bastante complicada. En las glebas desaparecen los fragmentos parciales del núcleo paleozóico bajo los estratos de La Quinta, pero se dejan perseguir con rumbo SSW en forma de anticlinales hacia los sedimentos mesozóicos hasta el río Uribante. Mientras que los dos anticlinales más occidentales se prolongan al Sur del río hacia los pliegues del Terciario subandino del borde de la Cordillera Occidental colombiana, los más orientales buzan bajo el relleno joven de los Llanos.

La buzada del macizo en el NE se produce en forma semejante. El núcleo cristalino que se va estrechando en proporción al descento axial está sobrescurrido en su término N contra un bajo Terciario y se cubre de Cretáceo. El Paleozóico de la zona central se reúne en la región del Páramo de Mucuchíes con la cubierta paleozóica de las glebas parciales que también sumergen hacia el NE. Presumiblemente, también este Paleozóico va recorrido por dislocaciones de rumbo, pero solo vuelven a asomar claramente al buzar contra la depresión de La Valera-Motatán y al presentarse los escamamientos del Cretáceo. Una gleba paleozóica mayor, también sobrescurrida al NW y en la cual hay una intrusión mayor de granito al Sur de Valera, se puede seguir al NE allende Trujillo hasta desaparecer bajo la serie La Quinta, ya de poco espesor, y bajo el Cretáceo. En el flanco S del macizo, el manto de sedimentos jóvenes se amplía considerablemente al NE del río Socopó debido al sumergimiento de la gleba de Los Colorados y de la gleba de Devoniano de Acarigua a lo largo de una dislocación que penetra profundamente en la sierra. Más al NE se presentan estructuras intensas de escamas. En los sobrescurrimientos erguidos del interior, el Paleozóico Superior vuelve a aflorar en dos glebas al Norte de Barinas. Hacia el borde de la sierra, los sobrescurrimientos están menos fuertemente inclinados, además las escamas constan preferentemente de Terciario bajo el cual solo ocasionalmente aparece el Cretáceo en la dislocación. Los movimientos del orogénesis joven están probablemente dirigidos en el N y en el S contra los foredeeps.

Nos restringimos aquí a dar una descripción de los rasgos generales de la constitución tectónica del macizo de Mérida porque nos parece prematuro entrar en más detalles mientras no existan cartas geológicas de escala más grande y porque toda investigación futura aportará una abundancia de nuevos hechos, no solo en lo relativo a la estructuración geológica sino también en lo concerniente a la denominación de los diferentes grupos de estratos. BUCHER ha hecho un análisis detenido de las relaciones entre los movimientos tectónicos y las estructuras, especialmente en la depresión de Táchira, y sobre ella llamamos la atención.

C. LOS PLIEGUES EN LA CUENCA DE MARACAIBO Y EN EL TERRENO ALTO DEL NORTE DE LARA Y FALCON

Contemplemos ahora los sitemas de pliegues bajos, compuestos de estratos terciarios que componen el espacio entre las ramas exteriores principales de la virgación en que tenemos expuestos núcleos antiguos. Ellos se desarrollan en parte de las glebas orientales del macizo de Santander que se hunden al Norte, y en parte del lado occidental de la depresión de Táchira que avanza fuertemente entre los cantos del ángulo. Los sistemas se extienden hacia el Norte a la parte W de la cuenca de Maracaibo y luego se hunden, tarde o temprano bajo la cubierta moderna. Al Este del Lago de Maracaibo, está antepuesto el sector NE de la sierra de Mérida el terreno serrano de Lara y Falcón, constituído de sistemas de pliegues de rumbo ENE, que, empero, no están relacionados con los del lado W del lago. Antes de tratar sobre el rumbo y la estructura de los pliegues en estos dos ámbitos, debemos dar una vista a su delimitación y a los depósitos generados en ellos, respaldándonos en la descripción general de la geología de la región de Maracaibo por SUTTON. Hoy, existe una clara diferencia entre el terreno bajo al W del lago y el terreno serrano al E, pero si retrocedemos al Terciario, entonces vemos que en ambas áreas se había depositado una secuencia casi completa de este período; ella ciertamente ofrece diferencias considerables entre E y W, pero los diferentes aspectos de facies se entrelazan, en un grupo situado más al Occidente y en otro más al O-

riente, de modo que no se puede establecer un límite agudo entre los dos espacios. Todo más bien habla en favor de que durante el Terciario tanto el SW de la cuenca de Maracaibo como el terreno serrano que se agrega al E, formaban un espacio sedimentario uniforme el cual, en calidad de foredeep, iba profundizándose gradualmente, en compensación del levantamiento de las sierras y serranías que evolucionaban en el S y en el W. Esta área subsidente estaba delimitada al W por la serranía de Perijá y en el SE por la sierra de Mérida, mientras que presumiblemente, en su calidad de foredeep de la cordillera costera del Caribe, el área se prolongaba más al ENE; pero esta prolongación no es observable en la actualidad debido a los hundimientos rupturales de la costa oriental de Falcón. Varias circunstancias indican que el foredeep estaba bordeado en el N por tierra firme, pero también esta tierra ha sido presa de hundimientos jóvenes en la costa y solo se conserva fragmentariamente en las penínsulas de la Guajira y de Paraguaná que son avanzadas hacia el mar Caribe. Ahí transgreden sobre las masas cristalinas del basamento, intruídas por granitos antiguos, los depósitos de Girón-La Quinta, o en su defecto, estratos marinos del Cretáceo Superior que contienen corales en La Guajira y rudistas en Paraguaná, ambos del Senoniano. Los sedimentos del Terciario Inferior se conocen hasta cerca de la costa N de Falcón, pero están ausentes en las penínsulas mencionadas (a excepción del Oligoceno trangresivo de La Guajira) que en este tiempo probablemente fueron zonas terrestres y de erosión en vista de que el Cretáceo solo subsiste en pequeños remanentes (Paraguaná) o está fuertemente transgredido por formaciones jóvenes (Guajira). En ambas penínsulas, el Mioceno Superior transgrede con estratos marinos, que sin embargo no han sido plegados en las zonas terrestres.

El foredeep por lo tanto consistió durante el Terciario en la cuenca de Maracaibo que se comunicaba en el NE por el terreno serrano actual de Falcón y el Norte de Lara con el mar abierto del Caribe. Ya hemos visto que, en este espacio, la sedimentación marina del Cretáceo fue troncada al principio del Terciario por deposición mayormente terrestre, frecuentemente carbonífera en el W. En el Eoceno -

Medio, el mar vuelve a avanzar desde el NE y cubre el foredeep hasta una línea N-S que pasa por la mitad del Lago de Maracaibo; al E de ella se depositan los esquistos de Paují (esquistos de Cerro de Misiones en Falcón oriental) con su fauna de foraminíferos pelágicos. En el borde oriental de la cuenta de Maracaibo, los esquistos traspasan en dirección N a formaciones con moluscos, próximas a la costa. (Ambrosio). Los estratos de Churuguarita y de Mene Grande del Eoceno Superior son depósitos cercanos a la costa, producto de la fase de retroceso del mar eoceno, y las capas de Victoria con la fauna de Hannatoma se depositaron en un espacio marino residual ligeramente salobre. Estos sedimentos del Eoceno Superior ya faltan en Falcón y en el N de Lara a causa del plegamiento que en ese tiempo comenzaba ahí. En la parte W de la cuenca de Maracaibo, a saber en Táchira y en el borde de la serranía de Perijá, la sedimentación principalmente terrestre prosigue con depósitos de carbón, aunque interrumpida por avances marinos o salobres de poca duración.

El orogénesis del Eoceno tardío fue especialmente activo en el foso angosto y profundo del foredeep de Falcón y de Lara. Los estratos eocenos sufrieron ahí un plegamiento intenso y formaron una serranía que abarcaba todo el ancho del foso; al mismo tiempo, en la cuenca de Maracaibo el plegamiento más intenso quedó reducido a la parte meridional de la cuenca, situada directamente al pie de la sierra de Mérida. En Falcón oriental, según H. RENZ, la discordancia poco definida entre los esquistos de Cerro Misiones y los esquistos de Guacharaca del Eoceno Superior hasta Oligoceno Inferior, asi mismo que la nímia variación petrográfica de los sedimentos, avisan que los movimientos orogénicos ya estaban finalizando ahí y que probablemente no hubo interrupción de la sedimentación. Pero más al W, en el Norte de Lara, la discordancia es clara por la transgresión del conglomerado grueso de Santa Rita del Oligoceno Inferior sobre Eoceno erguidamente plegado. La montaña que se formó hacia el final de este lapso de tiempo, no había sido destruída del todo por la erosión; se levantaba todavía en la parte NE del foso como terreno serrano de mediana altitud y formaba ahí, según SENN, la cadena de Paraíso-cerro

Chimborazo. En consecuencia, el mar solo pudo formar inicialmente un brazo angosto en la parte S del foso y solo ganó espacio hacia el N y el S en las etapas del Oligoceno Superior. También las calizas de arrecife del Oligoceno Medio (estratos de San Luis) todavía montaban en los dinteles eocenos del borde del mar de entonces. Mientras que en el borde Sur del foso, el Oligoceno Superior transgredió con el conglomerado de Guarabal y estratos arenosos, ricos en moluscos, en la parte central las arcillas con intercalaciones de arena y precipitación de yeso de los estratos de Santa Clara acusan un mar pando. Estos estratos siguen en el campo de Mene de Buchivacoa con discordancia acentuada sobre el Eoceno plegado, pero en el campo de Cumarebo las arcillas de los estratos equivalentes de Ricoa, se colocan en concordancia sobre las calizas de San Luis. En el E de Falcón, tenemos depósitos de aguas más profundas con ricas faunas de foraminíferos en la cuanca llamada de Agua Salada. Con base en esta fauna, SEMN y H. RENZ pudieron realizar una subdivisión avanzada en zonas, y hacer determinaciones exactas de la edad de la potente secuencia sedimentaria, que luego hizo posible, mediante la transición de las arcillas a los sedimentos nerfticos de Falcón central, fijar la edad de éstos. En la cuenca de Maracaibo, el Oligoceno solo está representado por las arcillas abigarradas de los estratos de Icotea. Son productos de meteorización que llenan hondonadas de la superficie terrestre del Eoceno y que traspasan al N a los estratos de Fausto, caracterizados en el borde de la Perijá por intercalación potente de arena.

En el Mioceno hallamos en Falcón una distribución de facies semejante a la del Oligoceno. En el Aquitaniano de Falcón central se presenta primero una regresión general con formaciones lacustres y depósitos terrestres que generan carbón en el borde N, cerca de El Isiro, al Sur de Corro (estratos de Cerro Pelado). Es factible que tal regresión ya tenga relación con los movimientos plicativos del orogénisis del Terciario Superior que avanzaban de Sur a N porque ellos rechazan definitivamente el mar de Falcón de la parte Sur del

foso. En el N, sin embargo, se efectúa otra trangresión durante el Burdigaliano que avanza vastamente al W y al N. Ella produce los estratos muy fosilíferos de Socorro y los estratos del Mioceno Medio de Caujarao. Estos últimos trangreden en el N de la península de Paraguaná como primer depósito terciario sobre los viejos estratos cristalinos y sobre los restos de la cubierta mesozóica. La transgresión antecedente de Socorro no lo llega con sus estratos de Santa Rosa hasta el Lago de Maracaibo, sino que avanza hasta la depresión de Táchira. Los estratos de La Rosa contienen una rica fauna del Burdigaliano, especialmente en la parte superior, y en sus depósitos arenosos se hospedan los yacimientos petrolíferos más ricos de Venezuela. Ya al seguir la sedimentación y depositarse los estratos de Lagunillas se hacen sentir intercalaciones salobres, y en el Mioceno Superior los depósitos marinos de la región del lago quedan sustituídos por terrestres. En Falcón oriental, la sedimentación marina de arcillas con abundancia de foraminíferos, se sostiene hasta el final del Micoeno. Las faunas de las distintas zonas de foraminíferos, empero hacen suponer, según RENZ, una disminución progresiva de la profundidad del agua, y en el borde de la cuenca se presentan lentes coralinos de arecife (calizas de Agua Linda y de Dividive, con las últimas Miogypsinas en la base de la caliza inferior de Capadare del Mioceno Medio. En la zona más joven de foraminíferos que son las Arcillas de Agua Salada, se presentan Chara-Oogenias que acusan proximidad de costa. El final del Mioceno, el plegamiento del vorland comprende los sedimentos del foso en toda la extensión. En su espacio se levanta una cadena de regular altitud cuya estructura plegada observaremos luego. Ella no admite más, un avance de la transgresión pliocena hacia el S y el W, de modo que en Cumarebo y más al E, en Punta Gavilán, los estratos pliocenos de Tocupido quedan reducidos completamente a la franja costera.

Entremos ahora en consideración de los plegamientos que se formaron en los espacios sedimentarios descritos. Los pliegues al W del Lago de Maracaibo pertencen al vorland de la serranía de Perijá.

Ellos se formaron en conexión con el orogénesis del Terciario Superior de esta serranía. Del pie de ella divergen algunos sistemas de pliegues que solo penetran poco al vorland y son más o menos paralelos a la serranía. Ya bien en el Sur, a continuación del borde montañoso que retrocede hacia el W, se levanta un anticlinal amplio y suave del Terciario Inferior entre el curso superior del río Sardinata (Norte de Santander) y el borde serrano que está determinado, según Notestein y colaboradores, por una zona dislocada, en la cual han sido alzados estratos del Cretáceo. Ella se puede seguir al N hasta los nacimientos del Tibú, y en el área del domo de La Esperanza del trayecto medio, el Cretáceo Superior vuelve a aflorar en una superficie pequeña. Más al Norte, en la región del río Catatumbo, el anticlinal de Río de Oro se separa del borde serrano y atraviesa los ríos Catatumbo y Oro para sumergirse en el río Lora. El pliegue erguido tiene un flanco oriental así vertical, en tanto el occidental es menos inclinado, pero va acompañado al Sur del río Oro por una dislocación de rumbo. Más al E se desarrolla una serie de sistemas plegados desde el gran domo de Santiago que está formado de estratos del Cretáceo y que se levanta entre los ríos Zulia y Sardinata sobre una gleba sumergente del macizo de Santander. En su borde occidental se despredne el anticlinal de Cuervo con núcleo del Cretáceo Inferior con toxaster roulini que está escurrido sobre el Terciario Inferior del flanco oriental a lo largo de una dislocación con buzamiento occidental. Adelante de la parte media del domo, un anticlinal corte se extiende a los estratos terciarios circundantes. En su prolongación se levanta finalmente el sistema anticlinal alargado de Sardinata-Tibú que se ha convertido en el campo petrolífero más importante del Catatumbo colombiano. De menor importancia económica es el sistema alargado de pliegues que se desarrolla a continuación del borde oriental del domo de Santiago. En tanto el anticlinal occidental de González, se sumerge pronto, el anticlinal de Leoncito, trasladado al W por una dislocación diagonal, se extiende al anticlinal de La Petrolea con núcleo del Cretáceo más Superior. Este sigue en calidad de anticlinal de Tarra hacia el Norte, a terri

torio venezolano. En el anticlinal de La Petrolea, el núcleo Cretáceo forma un domo meridional y otro septentrional, cuyos flancos occidentales están perturbados por varias dislocaciones de rumbo. Del occidental se forma en el anticlinal de Tarra un sobrescurrimiento que es parado en el Cretáceo de la profundidad y se vuelve suave hacia los estratos terciarios de la superficie (fig. 51). En ella, el ancho anticlinal de cofre del campo de Las Cruces está escurrido sobre estratos del Terciario Superior del flanco oriental hundido. Más al Norte, en el campo de Manueles, el sobrecurrimiento del anticlinal sumergente vuelve a erguirse. Al W del campo de Tarra está el solevantamiento débil del campo de Tarra y hacia el E se antepone el anticlinal del lomaje de Guayabo que está sobrescurrido al W. El sistema anticlinal Petrolea-Tarra contiene numerosas arenas petrolíferas del Terciario Inferior, y en el sector colombiano también se encontró petróleo en varios horizontes del Cretáceo.

Tan solo al N del río Palmar, entre el lago y la serranía de Perijá, se volvieron a encontrar estructuras anticlinales, en parte en el subsuelo debajo de la cubierta joven, pero en parte también aflorando en la superficie. Su presentación está evidentemente relacionada con su aproximación al borde septentrional de la cuenca que determina un levantamiento paulatino del fundamento prepaleozóico y una disminución de espesor de la cubierta mesozóica y terciaria superpuesta. En la región al W de Maracaibo se trata de varias hileras paralelas de braquianticlinales con rumbo NNE. Ellos pertenecen evidentemente a un dintel del Eoceno, antepuesto al borde septentrional de la cuenca, que se extiende desde la rivera oriental del lago por la Punta Camacho a Maracaibo y que se prolonga más al NW a la región de los braquianticlinales, pero luego está nuevamente hundido en el vorland del pie de la serranía de Perijá. El núcleo de las estructuras está formado de esquistos eocenos con varias intercalaciones arenosas que contienen foraminíferos de agua salobre en la parte alta. En los flancos se depositan discordantemente sobre el núcleo eoceno los estratos miocenos de La Rosa y La Villa, manifestándose así claramente el orogénesis del Eoceno Superior. Mientras el anticlinal de Concep

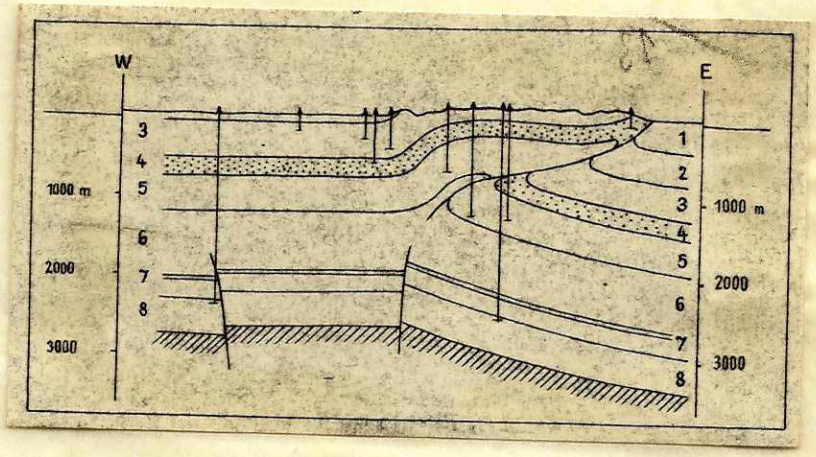


Fig. 51.- Sección geológica por la estructura del campo petrolífero de Las Cruces, anticlinal Terra, según MENCHER.

1 = Guayabo, Mioceno superior; 2 = León, Mioceno inferior; 3 = La Carbonera; 4 = Mirador; 5 = Angostura, Eoceno; 6 = Tarra, - Senoniano; 7 = La Luna, Coniaciano, y Cogollo, Albiano-Aptiano; 8 = Uribante, Neocomiano inferior.

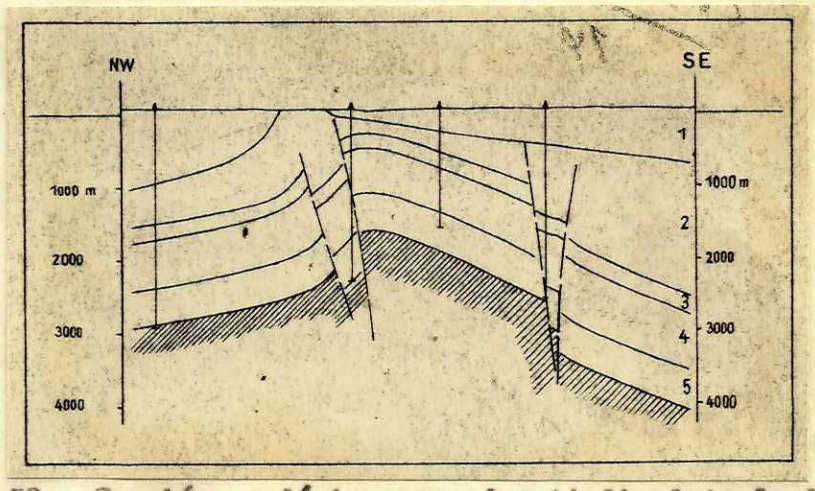


Fig. 52.- Sección geológica por el anticlinal de La Paz, al W de Maracaibo, según MENCHER.

1 = La Villa, Mioceno superior; 2 = Concepción, Eoceno; 3 = Guasare, Paleoceno; 4 = Colón, Senoniano; 5 = Calizas petrolíferas del Cretáceo.

ción está fuertemente afectado por fallas de distinto rumbo, en el caso de la estructura de La Paz se trata esencialmente de un hundimiento de fractura en el vértice (fig. 52). Ambos campos solo producían petróleo de la arena del Eoceno hasta que en 1.944 se perforaron en el campo de La Paz ricos yacimientos del Cretáceo subyacente. Este éxito dio lugar al desarrollo del campo de Mara, situado a 20 km al NW. En este caso se trata de un pliegue de cofre amplio cuyo techo llano fue presionado hacia arriba entre las dislocaciones de los flancos. También este vasto campo ya posee una abundante producción de las calizas inferiores del Cretáceo. Al E del domo de Santiago que está al Sur, sigue la depresión de Táchira que se intercala entre los macizos de Santander y de Mérida como continuación del rincón SW de la cuenca de Maracaibo. Al W de este campo fallado todavía se reconocen bien dos pliegues bastante largos. El occidental se levanta al N de Cúcuta (Tasajero) con núcleo cretáceo en medio del Terciario y está cortado en el N por el río Táchira para luego hundirse bajo la planicie de Maracaibo. El segundo pliegue se desarrolla al E de Agua Caliente como anticlinal cretáceo y desaparece en la región de Uraca debajo de la cubierta moderna. Todas las estructuras aludidas pertenecen al plegamiento del vorland de la serranía de Perijá; en analogía con esta serranía su rumbo en el S es casi netamente hacia el N y más al N éste cambia algo hacia el E.

La constitución de los pliegues del terreno montañoso de Falcón y del Norte de Lara, emplazados al E del lago, se diferencia muy sensiblemente de la constitución de los referidos del lado W de la cuenca. No se trata ahí de una extinción paulatina de los movimientos plicativos en el vorland, sino del plegamiento ascendente de un foredeep con forma de foso que se realiza en varias fases. El plegamiento es de máxima intensidad en Falcón central y se desvanece paulatinamente desde ahí hacia el ENE contra la costa de Falcón oriental, como también hacia el WSW contra el borde del lago. En la parte media del foso las distintas fases del orogénesis terciario crearon un anticlinal axial de gran dimensión en cuyo núcleo vuelven a aflorar ahora las partes basales de la montaña eocena del pa-

sado. Estas forman lomas de elevación mediana a los cuales sobresalen, en ambos flancos del anticlinal mayor, los cerros de la serranía de San Luis, de la cumbre de Los Patiecitos, de la serranía de Baragua y de la serranía de Agua Negra, constituídas de calizas del Oligoceno. En el sector S del foso se formó un sinclinorio que se divide en la parte central en dos cuencas a causa del escurrimiento de la gleba cretáceo-eocena de Algodones sobre la mitad septentrional. Los dos elementos mayores de la constitución tectónica han sido plegados en fases secundarias posteriores, pero solo débilmente. El número de los pliegues varía frecuentemente y ellos solo raras veces se reúnen a formar sistemas prolongados. No faltan del todo las fallas transversales en que los pliegues han sido desplazados recíprocamente, pero solo parecen tener extensión reducida. De la parte central del foso todavía no existen publicaciones ni secciones geológicas acerca de los detalles de la constitución de los pliegues. A la gleba de Algodones del sinclinorio ha penetrado, cerca de una dislocación, una roca muy descompuesta, atravesada por venas de calcita, que fue determinada por RUTTEN como gabbro con secuela de gabbro saussurítico. Sobre el Eoceno fuertemente erguido y sobre el gabbro (T. I., pag. 36) transgreden los estratos del Oligoceno tardío con el conglomerado de Guarabal y areniscas calcáreas fosilíferas. Más al Sur y al W de Parapará sobre el río Tocuyo, cerca del borde del foso, fue encontrada una pequeña intrusión de granito bimicáceo en estratos eocenos de un solevantamiento cretáceo. A excepción de estas intrusiones y de algunas pequeñas intrusiones de andesita augítica en el Terciario Inferior, situadas en la pendiente suroriental de la Cumbre de Los Patiecitos, no se ha reconocido actividad eruptiva alguna.

Los ejes de los pliegues del anticlinorio se hunden fuertemente hacia el N, pero en parte se pueden seguir en la cubierta del Mioceno de Falcón oriental para volver a levantarse otra vez con núcleo eoceno hacia la costa. A estos pliegues pertenecen el anticlinal del campo petrolífero abandonado de El Mene de Acosta, al N del

curso inferior del río Tocuyo. Según SUTTER, el núcleo de este anticlinal está escurrido sobre el ala noroccidental, fuertemente perturbada en la zona dislocada, erguida y muy fracturada. El campo producía petróleo de las intercalaciones arenosas que existen en la sección oligocena de las arcillas de Agua Salada del flanco surorien tal. El Mioceno de la costa Norte evidentemente forma una cuenca - panda cuyo flanco SSE se levanta tierradentro hacia el anticlinorio de Falcón central y cuyo núcleo se halla oculto bajo los sedimentos modernos de la franja costera. Al flanco NNW corresponden los estratos de Caujarao de la península de Paraguaná que, hemos visto, transgreden sobre rocas antiguas. En el flanco SSE de la cuenca todavía se observa plegamiento secundario que es más concentrado en la parte W y se desvanece lentamente hacia el E. En la zona W incluímos aquí las estructuras de los campos de El Mene de Mauroa y de Hombre Pintado, situados en el vorde Sur de la cuenca; como el Oligoceno marino ya falta del todo o es poco grueso, el Eoceno suele asomar localmente en la dislocación principal. Según HALSE se trata de un anticlinal cuyo núcelo está escurrido a lo largo de dislocaciones sobre el flanco septentrional, erguidamente arrastrado hacia arriba. La sección del anticlinal de El Mene que repoducimos aquí según MENCHER (fig. 53), deja reconocer bien las influencias de dos fases del orogénesis del Terciario Superior. Los estratos de Agua Clara del Oligoceno Superior que afloran en el eje anticlinal están fuertemente plegados y se halla superpuestos discordantemente por los estratos de La Puerta del Mioceno Superior, de origen terrestre y apenas solevantados. Las intercalaciones arenosas de ambos grupos de estratos contienen petróleo, pero en vista de la - inestabilidad productiva de los estratos, afectados por fallas transversales, los campos fueron abandonados hace poco. La misma suerte corrieron los ensayos hechos en una serie de braquianticlinales que se pueden perseguir en el Terciario Superior de la franja costera, hasta la región al Sur y al Este de Coro, donde la estructura de La Vela está situada en la costa misma. Un éxito de consideración solo parece prometer el campo de Cumarebo que se halla más al Oriente.

Según PAYNE se trata de un solevantamiento domal muy débil y estirado, perturbado por traslaciones diagonales y fallas transversales jóvenes. Según vemos, el terreno serrano de Falcón central debe su origen a tres fases de plegamientos. La más importante, sin duda, fue la infraterciaria, al finalizar el Eoceno. El orogénesis del Terciario Superior se divide claramente en dos fases, entre las cuales la primera, inició su actuación al principio del Mioceno, en tanto que la segunda y menos fuerte tuvo lugar al principio del Plioceno. Doquier haya habido contracción más o menos fuerte a formar pliegues invertidos o sobrescurridos, ella está dirigida al NW.

Mientras que el extremo oriental del terreno serrano de Falcón está condicionado a un desvanecimiento sencillo y a buzadas de los pliegues, resultan condiciones tectónicas más complicadas hacia el W, contra el Lago de Maracaibo. Según la carta tectónica de BUCHER, la mayoría de los pliegues del terreno serrano de Falcón ya se desvancen antes de llegar a la zona marginal del lago en el Estado de Zulia. En el lago, la prolongación occidental del terreno se hunde paulatinamente al subsuelo del lago, por medio de fallas escalonadas de rumbo SSE. En la zona mafginal misma se desarrolla un número mayor de anticlinales, tan pronto largos como cortos, que tienen generalmente rumbo N o S, pero por regla no dejan reconocer conexión directa alguna con los sistemas de pliegues que se hallan más al Este. Solamente muy al Sur se prolonga un sistema de pliegues hasta la zona marginal del lago en el Estado de Trujillo que se desprenden del flanco Sur del anticlinorio de Falcón central, pero que luego torna al Sur, pudiendo seguírsele allende el río Motatán hasta el borde de la sierra de Mérida, donde continúa probablemente en alguno de los pliegues terciarios del pie de la sierra. También los dos pliegues siguientes con núcleo eoceno en la zona marginal del lago, tienen rumbo N-S y corresponden a los anticlinales de Mene Grande y Pueblo Viejo. En

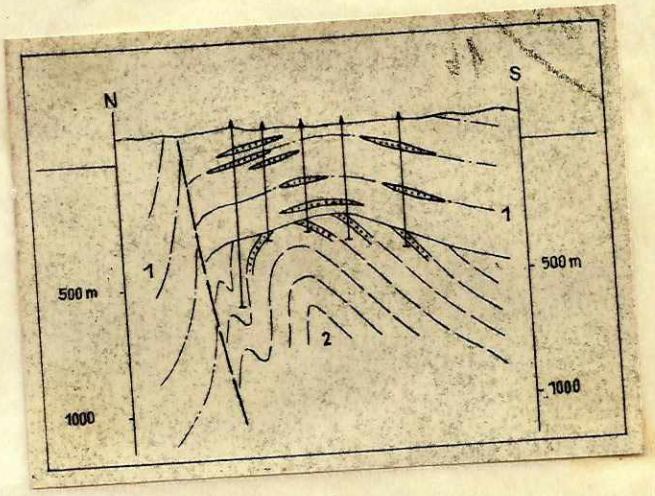


Fig. 53.- Sección geológica por el campo petrolífero de El Mene de Mauroa, Buchivacoa, Falcon occidental, según MENCHER.
1 = La Puerta, Mioceno superior; 2 = Agua Clara, Mioceno inferior.

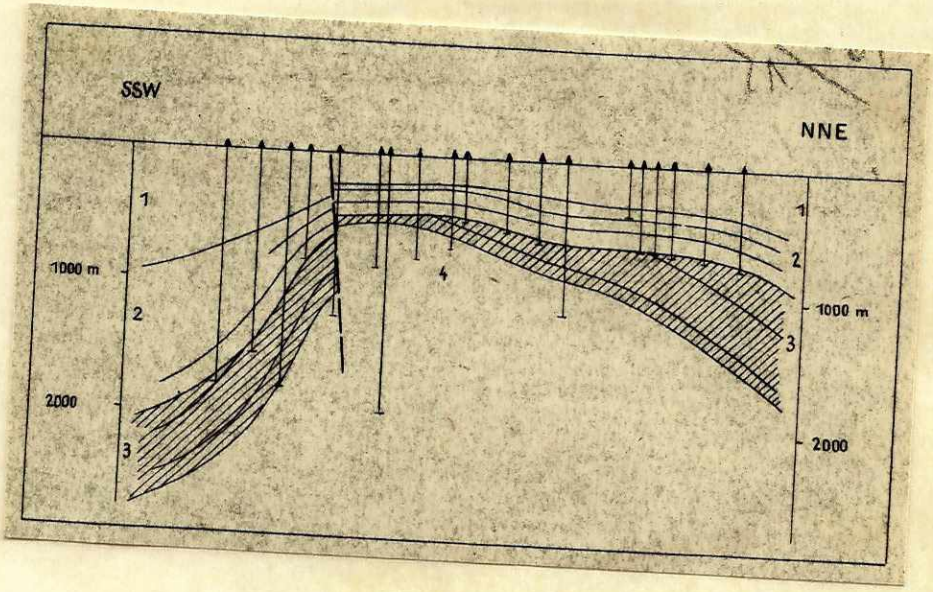


Fig. 54.- Sección geológica por el anticlinal del campo petrolífero de Meme Grande, según MENCHER.
1 = Sanalejos, Mioceno superior; 2 = Isnotu, Mioceno medio; 3 = Paují, Oligoceno superior y medio; 4 = Misoa - Trujillo, Eoceno inferior.

ambos, el eje eoceno se hunde en fallas escalonadas hacia el lago, pero hacia el interior terrestre los pliegues están unidos por un solevantamiento curvo del Eoceno. Esta condición se puede interpretar posiblemente como un resurgimiento del núcleo eoceno del anticlinorio de Falcón, aun cuando esté separado de éste por una depresión con estratos más jóvenes. El núcleo eoceno del anticlinal de Mene Grande tiene un ala oriental poco inclinada que se halla sobrescurrida al flanco occidental erguidamente arrastrado y finalmente despedazado por varias dislocaciones. En 1948, SCHAUB ha dado una descripción de las condiciones geológicas de los campos petrolíferos de la SHELL en la región de Maracaibo en la cual fundamos nuestra explicación. El eje del anticlinal consta de los estratos de Misoa-Trujillo del Eoceno Inferior, superpuestos en los flancos por los esquistos de Paují del Eoceno Medio. Sobre esta estructura del Eoceno Superior cuyo vértice fue erodado hasta el Eoceno Inferior, se depositaron con discordancia clara los estratos del Mioceno. Estos se componen de los estratos terrestres de Isnotu que traspasan más al Norte á las capas marinas, muy fosilíferas de Lagunillas del Mioceno Medio. Con leve discordancia se colocan encima los estratos de Sanalejos que se diferencian del yacente por intercalaciones potentes de arena y gravilla entre gradas abigarradamente manchadas. Sobre la estructura eoceno-pretensionada, el Mioceno solo sufrió un plegamiento suave por el orogénesis del Terciario tardío, pero se halla dislocado tanto por fallas eoterciarias reactivas como por fallas adicionales jóvenes. Solamente las dislocaciones con buzamiento suave, relacionadas con el sobrescurrimiento al W del núcleo del anticlinal eoceno, no avanzan al terreno del Mioceno. También la sección geológica de la estructura de Mene Grande permite reconocer bien elorogénesis del Eoceno Superior como además las dos fases de los movimientos tarditerciarios (fig. 54). La producción de este campo petrolífero más antiguo de la región de Maracaibo provenía originalmente de arenas del Mioceno, pero desde hace muchos años las intercalaciones arenosas del Eoceno se convirtieron en los nive-

productivos más importantes. El anticlinal de Pueblo Viejo ya está situado en el espacio de los llamados campos costeros del borde oriental del lago donde separa los campos de Bachaquero y Lagunillas; se trata igualmente de un anticlinal eoceno con ala suave ESE y flanco vertical WNW, pero no sobrescurrido.

El campo de Lagunilla está situado en un sinclinal amplio y suave del Eoceno, entre el solevantamiento meridional acabado de describir y otro septentrional del Eoceno que llega entre los ríos El Mene y Araure hasta el lago y que probablemente, según dicho, se prolonga en la margen occidental del lago hasta la región de Maracaibo. Este solevantamiento eoceno que inicialmente tiene rumbo WNW, pero que luego se torna al SSW en forma muy semejante como el anticlinal de Pueblo Viejo, va recorrido en el S por el anticlinal de Curacao. Hacia el Lago de Maracaibo éste se hunde y el área del campo de Tía Juana apenas está indicado por una elevación muy débil. La abundante producción de petróleo de las intercalaciones arenosas de los estratos del Micoeno Inferior y Medio del campo de Lagunillas sinclinalmente dispuesto, está determinado, como en general en todos los campos costeros, por el ascenso de los estratos miocenos del lago hacia el interior y por su extensión contra el Eoceno que se alza más al E. También desempeñan un papel las fallas de traslación y el cierre de los niveles petrolíferos en las fallas mencionadas que corren en ángulo agudo al rumbo de los pliegues. Las perforaciones que han sido avanzadas hasta 17 km adentro del lago, han demostrado que la intensidad del plegamiento del Eoceno como también su espesor disminuyen considerablemente debajo del sector N del lago. Al SW del campo de Tía Juana, según MENCHER, solo se distingue un solevantamiento leve cuyo vértice está a una distancia de 15 km de la costa. En parte ésta ha sido denudado, de modo que la zona petrolífera principal del Eoceno está cortada y va superpuesta directamente por las arenas basales del Mioceno que transgreden sobre la zona axial del an

ticlinal. El campo petrólífero más septentrional en la costa del lago es el de Cabimas que se halla limitado en el N por el solevantamiento eoceno mencionado arriba. Desde ahí, el anticlinal de El Mene-Icotea que también torna al SW, se prolonga al Mioceno de la zona marginal y se sumerge con fuerte inclinación axial debajo del lago algo al SE de Punta Icotea. El solevantamiento del Eoceno en el N comienza con el anticlinal de Churuguarita de Falcón occidental, y se amplía fuertemente hacia el lago. Al N todavía se halla antepuesto el solevantamiento menor de Moneta, separado de aquel por el sinclinal de Victoria.

La disminución hacia la cuenca de Maracaibo de la intensidad del plegamiento que creó el terreno serrano de Falcón, podría estar determinado por la disminución de profundidad del foredeep en esa dirección. Según hemos visto, la superficie del basamento se va levantando progresivamente en la parte N del fondo del lago al tiempo que disminuye fuertemente en el espesor de los sedimentos del Cretáceo y del Terciario. En una de las perforaciones más occidentales de las perforaciones del lago, arriba mencionadas, el fundamento se encontró a una profundidad de 4215 m, pero en la parte Sur se halla sumido a profundidades mucho mayores. Según el mapa de BUCHER, también la superficie precligocena del Eoceno forma un recinto deposicional profundo. Esta zona evidentemente es la prosecución del foredeep de Falcón y se profundizó siempre más como éste, a causa del hundimiento del subsuelo durante el Terciario. Esto coincide aproximadamente con la mayor anomalía gravimétrica negativa de dicha región. Esta nomalía no está situada, acaso, debajo de la sierra elevada de Mérida, sino delante de su pie SW, debajo del término S del lago de su vecindad. Parece que no puede haber duda de que la anomalía negativa fue motivada por el hundimiento fuerte del foredeep el cual almacenó, desde el Terciario hasta la actualidad, los potentes productos de erosión de la sierra la cual simultáneamente se hallaba en movimiento ascendente.

BIBLIOGRAFIA

CHRIST, P., La coupe géologique le long du chemin de Mucuchachi a Santa Bárbara dans los Andes vénezuelliennes. Eclog. Geol. Helvet. 20, 1927.

HALSE, G. W., Oil fields of West Buchivacoa, Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 31, 12, 1947.

HEDBERG, H. D. y SASS, L. C., Sinopsis de las formaciones geológicas de la parte occidental de la cuenca de Maracaibo. Bol. Geol. Min. I, Caracas 1937.

———————— Oil fields of Greater Oficina Area, Central Anzoátegui, Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 31, 12, 1947.

KEHRER, L., Algunas observaciones en capas cretáceas y precretáceas de las partes suroeste y central de Venezuela. Bol. Geol. Min. I, Caracas 1937 (también en inglés).

———————— Algunas observaciones sobre la estratigrafía de Estado de Táchira, Venezuela. Bol. Geol. Min. 2, Caracas 1938 (también en inglés).

KUNDIG, E., The precretaceous rocks of the central Venezuelan Andes with some remarks about the tectonics. Bol. Geol. Min, 2, Caracas 1939.

LIDDLE, R. A., The Río Cachirí section in the Sierra de Perijá, Venezuela. Bull. Amer. Pal. 27, 1943.

MENCHER, E., et Al., Geology of Venezuela and its oil fields. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 37, 4, 1953.

NOTESTEIN, F. B. et Al., Geology of the Barco Concession. Rep. of Colombia, South America. Bull. Geol. Soc. Amer. 55, 10, 1944.

PAYNE, A. L., Cumarebo oil fields Falcón, Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 35, 8, 1951.

RENZ, H. H., Stratigraphy and fauna of the Agua Salada group, state of Falcón, Venezuela. Geol. Soc. Amer. Mem. 32, 1948.

RUTTEN, L., On rocks from the Venezuelan island between Bonaire and Trinidad and on some rocks from Northwestern Venezuela. Proc. Kon. Acad. v. Wetensch. 34, 8, 1948.

SCHAUB, H. P., BOSTOCK, W. H., WILLIAMS, D. B., Oil fields of Royal Dutch Shell group in Western Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 32. 4, 1948.

SCHURMANN, H. M.F., Massengesteine der venezuelanischen Anden. N. Jahrb. f. Min. etc. Bbd. 86 A, 1934.

———————— Das Alter der Massengesteine der venezuelanischen Anden. id, Bbd. 75 A, 1939.

———————— Die Massengesteine aus Suriname, verglichen mit Massengesteinen aus Venezuela und aus den südamerikanischen Anden. ibid., Bbd. 76 A, 1940.

SENN, A., *Die stratigraphische Verbreitung der tertiaren Orbitoiden mit spezieller Berückschtigung ihres Vorkommens in Nord-Venezuela und Nord-Marokko. Eclog. Geol. Helvet. 28, 1935.*

SUTER, H. H., *El Mene Grande de Acosta fields, Falcón, Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 31, 12, 1947.*

SUTTON, F. A., *Geology of Maracaibo basin, Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 31, 12, 1947.*

TRUMPY, D., *Precretaceous of Colombia. Bull. Geol. Soc. America 54, 1943.*

7. LA CORDILLERA CARIBE DE VENEZUELA

Bajo el nombre de Cordillera Caribe de Venezuela comprendemos aquel ramal andino que se extiende en la prolongación oriental de la sierra de Mérida, por la parte septentrional de Venezuela central y oriental y que finalmente, desaparece de la superficie en el sector oriental que es la isla de Trinidad. Con la sierra de Mérida está unida esta cordillera por una zona de transición, compuesta principalmente de estratos del Cretáceo que, empero, adquieren hacia el E un carácter más o menos metamórfico. Se trata de una depresión tectónica entre la sierra de Mérida, la cual se levanta a 4000 m de altitud, y el ramal costera de la Cadena del Caribe que también llega a altitudes considerables, o sea a 3000 m. En su terreno está la división de aguas entre el Orinoco y el Mar Caribe que pasa por las vertientes de los ríos Cojedes y Yacurí y que solo tiene unos 370 m , de elevación. En el área de transición, el rumbo de los pliegues cretáceos voltea la dirección NE que lleva en la sierra de Mérida, a la ENE, expresada especialmente bien en el borde Sur de la cordillera. Según la suposición de varios autores, este cambio de rumbo estaría relacionado con un dintel del basamento que correría diagonalmente con rumbo SW desde la península de Paraguaná, al N de la costa de Falcón, a través de la cadena hacia el solevantamiento de El Baúl que surge de los Llanos al S de la cordillera. Conviene observar más de cerca los dos polos de este eje, dado que la presencia del basamento en ellos ha sido puesto en duda recientemente.(BUCHER, pgs.63 y 93). En la península de Paraguaná, KARSTEN observó esquistos cristalinos y neis en los desfiladeros occidentales del cerro de Santa Ana; más tarde SIEVERS informa sobre la superficie antigua de granito que aparece en varios sitios de la parte septentrional de la península. Según el examen de BERGT se trata de un granito biotítico, rico en ortoclasa. El basamento está cubierto localmente por areniscas y esquistos rojos que probablemente son equivalentes de la serie de la Quinta. También existen -

residuos de calizas cretáceas; en ellas halló SIEVERS rudistas cerca de Tusvana, y KEHRER recolectó una amonita del Cretáceo cerca de Pueblo Viejo. En la parte Sur de la península se levanta hasta 900 m el cerro de Santa Ana, cuyas rocas fueron investigadas por BENDRAT; su base consta de gabbro (anortita, olivina, augita); pendiente arriba se presenta porfirita hornbléndica y la cumbre está compuesta de una diferenciación con abundancia de feldespato. En el pie del cerro se arriman areniscas que contienen material detrítico de las rocas eruptivas. El cerro del Rodeo que está situado algo al SE consta de peridotita y de serpentina. Las rocas eruptivas podrían haber surgido en conexión con el orogénesis del Terciario Inferior. Como lo explicamos atrás, en Paraguaná se trata del remanente de una antigua masa terrestre que solo volvió a ser invadida por el mar en el Cretáceo. En el polo S del dintel, el basamento del escudo de La Guayana fue levantado a la superficie. Las rocas antiguas forman ahí lomas que se levantan hasta 125 m, diseminadas en una región de 50 km de longitud entre los ríos Cojedes y Chirgua. Las elevaciones orientales constan de granito biotítico que frecuentemente adquiere estructura porfirítica por la presencia de fenocristales grandes y rojizos de ortoclasa. Según DUCLOZ y FORRER, el granito está superpuesto por areniscas arcósicas que traspasan a areniscas cuarcíticas, sobre las cuales siguen las filitas rojas u oscuras de El Baúl que están erguidamente plegadas. Es difícil decidir si se trata de Paleozóico o de equivalentes de los estratos de Carrizal-Hato Viejo que se encontraron en las perforaciones más al E y que HEDBERG considera como equivalentes de la serie de La Quinta. En todo caso, el granito con los grandes fenocristales de ortoclasa es una roca típica del escudo de La Guayana. En el Baúl, además, se presentan porfiritas que frecuentemente tienen estructura melafídica y en este caso debería tratarse de rocas eruptivas de La Quinta. Mientras que, por lo visto, la presencia de afloramientos del basamento en ambos extremos del dintel está defini

da, en la cordillera solo hay un sitio que habla a favor del solevantamiento del basamento hasta la superficie. En la región de - Yaritagua, al E de Barquisimeto, aparecen en la superficie esquistos cristalinos, intruídos por un granito, y cubiertos directamente por estratos cretáceos. Además, su existencia se respalda con la presencia de rocas eruptivas básicas en el área del dintel del N de Lara y de Falcón central. Pero nos parece que BUCHER se excede al suponer que las calizas de arrecifes de Falcón deben su - existencia a un bajo marino en el espacio del Dintel. Hemos visto que los arrecifes se hallan en una prominencia de la serranía eocena que no había sido denudada del todo, pero es al menos cuestionable si a ella corresponde un dintel del fundamento. Un dintel que se hallaba en movimiento ascendente hasta tiempos no muy lejanos, debería tener en lo demás, sus repercusiones sobre las condiciones de facies del Terciario. Ciertamente, la facies cambia de W a E, pero lo hace muy lentamente, y la influencia de un bajo con orientación diagonal al rumbo, de todos modos no es claramente reconocible. Es cierto que los estratos del Cretáceo adoptan un carácter metamórfico sobre una línea que más o menos va desde Mateters en Lara vía de Quibor al SW de Barquisimeto hacia el borde meridional de la cordillera. Pero esta línea corta la península de Paraguaná en ángulo agudo, y tampoco es inteligible como se puede hacer responsable a un dintel del basamento de la aparición del metamorfismo en los estratos superpuestos.

Quiero referirme brevemente a la sierra de Aroa que es conocida por la presencia de minerales de cobre y que se levanta con rumbo NE cerca del término oriental de la zona de transición al W del río Yaracuy. En su pie oriental se halla cerca de San Felipe una intrusión alongada de granito biotítico, el cual ha adquirido estructura semejante a neis a causa de la fuerte influencia dinámica, pero que no ha tenido ocasión de ser examinado de cerca petrográficamente. El granito está superpuesto de una serie de rocas más o menos metamórficas que forman las crestas de la sierra la cual tiene altitudes de 1600 m. Ella consiste en esquistos grafíticos y calcáreos, y en calizas esquis-

tosas o banquedas , que probablemente corresponden al Cretáceo. Entre los sedimentos se intercala una esquisto verde zoisitico-anfobolítico que además lleva plagioclasa básica, cuarzo, epidota y diopsida; probablemente se trata de un silo, o de toba hidrotermal, producto de alteración de alguna roca eruptiva básica. Los minerales prevalentemente sulfídicos de origen hidrotermal, se presentan especialmente en la caliza, difectamente debajo de los esquistos verdes. Pero es factible que se originaron en conexión con la intrusión del granito basal porque en la zona mineralizada se observaron algunos apófisis de granito. El granito, a pesar de la influencia dinámica fuerte, debería tener una edad relativamente joven. La sierra de Arca está evidentemente limitada al E por una dislocación importante que determina el terreno bajo del río Yaracuy cubierto de material de acarreo joven, entre el cual vuelven a subir al E las rocas metamórficas del Cretáceo, y, prontamente debajo de ellas, las rocas cristalinas de la cadena costera. Nosotros consideramos que es posible que en esta región una falla transversal de rumbo NE corte toda la cadena y que ella sea responsable, tanto de la traslación al N del núcleo de la serranía de La Costa, con respecto a la sierra de Mérida, a lo cual nos referimos luego, como de un cambio, aunque ligero, del rumbo de la montaña. Este cambio se manifiesta principalmente en el borde por un quiebre en el rumbo de las rocas y por una ensenada en el borde serrano de la región de Acarigua.

En un sentido más concreto, la cordillera Caribe se divide de N a S en tres zonas geológicamente diferentes. La serranía de La Costa, situada en el N, consta de rocas más o menos metamórficas o cristalinas. Los cerros de la "serranía del Interior" están compuestos de estratos en parte metamórficos, en parte inalterados del Cretáceo, entre cuyos pliegues se hallan entrelazados depósitos del Terciario en el flanco S de la serranía. El límite entre las dos serranías solamente es agudo cuando están separadas por depresiones tectónicas jóvenes, como por ejemplo la depresión del lago de Valen-

cia y las cuencas de Cua y Caucagua. Allende las depresiones nombradas, las dos cadenas principales están separadas por un terreno serrano intermedio de poca elevación. La tercera zona corresponde a los Llanos al Sur de la serranía del Interior cuyo subsuelo está afectado por algunos pliegues del Terciario, ocultos en general bajo los depósitos modernos. Los Llanos representan la región subandina de la Cordillera del Caribe.

A. LA SERRANIA DE LA COSTA DE VENEZUELA Y TRINIDAD

La serranía de la Costa se levanta en el N, al Este del río Yaracuy, y se puede seguir como sistema cerrado a lo largo de la costa septentrional de Venezuela central hasta el golfo de Unare; ella se yergue hasta 2800 m y solamente está interrumpida por dos valles profundamente entrecortados, situados entre Valencia y Puerto Cabello, respectivamente entre Caracas y La Guaira. La división y la determinación de la edad de las rocas metamórficas y cristalinas que constituyen la serranía, causaron problemas especiales. El primer ensayo de subdivisión fue emprendido por los geólogos venezolanos AGUERREVERE y ZULUAGA. A continuación, este inicio fue confirmado en lo esencial por investigadores norteamericanos mediante levantamientos cartográficos a escala mayor en los alrededores de Caracas y fue ampliado. Entre tanto, el hallazgo de contados sitios con fósiles ha aportado una base más segura para la determinación de la edad. Las rocas más antiguas que participan en la constitución de la serranía son neises, micacitas y granitos tectónicamente muy exigidos. Ellas surgen por primera vez en forma de macizo cerrado en la región al W del lago de Valencia, entre depósitos del Cretáceo, y también tienen participación prevalente hacia el E en la constitución de la serranía de la Costa que se eleva hasta 2300 m. L. RUTTEN ha investigado las rocas

de las secciones geológicas en las dos carreteras que cruzan la serranía, una entre Valencia y Puerto Cabello y la otra, entre Caracas y La Guaira. En la sección Valencia-Puerto Cabello, la parte meridional que es la mayor, consta de neis granítico y ortoneis que generalmente son rocas porfídicas de color claro, con grandes fenocristales de ortoclasa y mica clara y oscura. Repetidamente se intercalan entre estos ortoneises, neises cuarzosos albíticos, y micacitas con epidota y granate. La ladera N de la serranía que decae hacia la costa del Caribe, está formada de micacitas, compuestas de cuarzo y moscovita con ipidota y zoisita. En la sección desde Caracas al N, el núcleo de la serranía está formado en la sierra de Avila por neises bimicáceos que llevan cuarzo, albita, mica clara y oscura, y que muchas veces tienen estructura de neis lenticular por contener grandes fenocristales de microlina y ortoclasa; accesoriamente se observa epidota, clinozoisita y titanita. Frecuentemente, los neises también se hallan franjeados por lechos de color claro que consisten esencialmente en cuarzo, ortoclasa o albita; además van atravesados por venas de cuarzo y aplita que aumentan hacia la profundidad, circunstancia que habla en favor de un origen migmatítico de las franjas. Los neises de la Peña de Mora, según el mapa de DENGOS, forman un extensomacizo, completamente limitado por dislocaciones y ubicado en la parte oriental de la serranía de La Costa. Hacia el E. el macizo se sumerge en fallas bajo sedimentos metamórficos de diferente edad que terminan en ángulo agudo y rumbo NE en las dislocaciones marginales. Es evidente que se trata de un elemento más antiguo, ajeno a los sedimentos, que los procesos tectónicos han intercalado en éstos. Según su carácter petrográfico, los neises de Peña de Mora corresponden perfectamente a los neises y a las micacitas que se presentan como residuos de los neises graníticos del trayecto Valencia-Puerto Cabello. DENGO en cambio quiere aplicar, al menos en parte, estos neises como el equivalente metamórfico de la serie sedimentaria de Las Brisas que conoceremos luego, a pesar de que también en ella, cuando los sedimentos limitan con los neises, no se reconocen transiciones algunas.

La más antigua de las series sedimentarias, principalmente desarrollada en el ala meridional de la cadena costera, es la serie de Las Brisas. Ella se compone de micacitas cuarzosas en cuya parte inferior se interponen frecuentemente conglomerados que ceden hacia arriba a areniscas con lechos ocasionales, ricos en grafito. En los alrededores de Caracas, la serie de Las Brisas aflora en dos soleva$_n$tamientos anticlinales, de los cuales el septentrional, al N de la capital, está cortado por el neis de Peña de Mora, en tanto que el meridional, separado del septentrional por un entreplegamiento de estratos más jóvenes, se extiende desde San Pedro por Las Brisas al valle de rompimiento del río Guaire. En este sistema evidentemente aflora la parte inferior de la serie, a juzgar porque en los valles tranversales del Guaire superior y del río Valle, su yacente se halla expuesto en calidad de neis granítico. Es una roca de color claro, manchada de verde, de grano fino hasta medio, compuesta de ortoclasa, microlina, plagioclasa (albita-oligoclasa), cuarzo y moscovita, además accesoriamente de biotita, epidota, magnetita y apatita. Es el granito de Sebastopol. La roca se halla dinámicamente muy exigida y frecuentemente está franjeada gabarrosamente por enriquecimiento de minerales claros y oscuros; además va atravesada por venas de cuarzo y por hilos de clorita. De acuerdo con AGUERREVERE y ZULUAGA, DENGO considera el granito como basamento sobre el cual transgrede la serie de Las Brisas porque, en los conglomerados basales de ésta, son frecuentes los rodados del granito yacente, al lado de guijos de cuarzo. En la cadena meridional, la serie de Las Brisas está distinguida por intercalaciones de rocas neisóides con feldespato. Ellas constan de microlina en calidad de porfidoblastos en un agregado fino de cuarzo y moscovita con calcita, plagioclasa y apatita. DENGO vé en estas intercalaciones neisóides un respaldo de su opinión de una transición de los estratos de La Brisa a los neises de Peña de Mora. Los neises microclínicos, pobres en bio-

tita, con dolomita, que se hallan en el sistema meridional de los estratos de Las Brisas; son esencialmente diferentes de los neises franjeados, ricos en biotita del macizo de Avila al Norte. Nos parece que aquellos mas bien indican relaciones con el granito de Sebastopol que subyace la serie de Las Brisas.

En la serie de Caracas (establecida por AGUERREVERE y ZULUAGA), que se halla encima de la serie de Las Brisas, se distinguen tres grupos de estratos. El más antiguo comprende las calizas de Antimano que son intercalaciones lenticulares encontradas localmente en el límite entre las series de Las Brisas y de Caracas. La porción principal ha sido denominada ahora por DENGO, grupo de Mercedes. Consta de esquistos calcáreos amarillo-verdosos o rojizos y calizas tabuladas que llevan sobre todo en la parte superior, intercalaciones de caliza más densa, por ejemplo en Los Colorados, compuestas de calcita no cristalizada, con mucha moscovita, clorita y grafito. También los esquistos se vuelven grafíticos y oscuros hacia arriba. En los esquistos grafíticos abundan las vetas de cuarzo, puestas generalmente en forma de capas. En el Sur, la parte superior se destaca por interposiciones de conglomerados. Este conglomerado, llamado de Charavalle consta de cuarzo con cemento cuarzosô que fue puesto por AGUERREVERE en la base de la serie más joven de Villa de Cura. Los estratos de las Mercedes llenan los sinclinales entre los dos solivantamientos de la serie de Las Brisas. En el flanco del más æptentrional, llegan hasta la costa, y a ellos incluye DENGO las micacitas calcíticas que se perciben hacia el E, a lo largo de la costa hacia La Guaira y el pié del macizo néisico de la Peña de Mora, del cual están separados por fallas. Solamente en este sistema Norte, aparecen los estratos de Tacagua de DENGO encima de los estratos de Las Mercedes. Son esquistos sericíticos y epidóticos verdes claros que aparentemente proceden de tobas volcánicas. Según SMITH, estas rocas probablemente son idénticas a las de la parte media de la serie de Paracotos que se superpone al Sur de la cadena costera sobre los estratos de Las Mercedes.



La serie Paracotos comprende la parte principal de los estratos de Villa de Cura de AGUERREVERE y ZULUAGA. Según SMITH, la parte inferior consta de esquistos filíticos verdes, formados mayormente de cuarzo y clorita y, accesoriamente, de zirconio, zoisita, granate y turmalina. Localmente hay entre los esquistos, lechos de caliza; el límite superior del grupo de estratos está marcado por un microconglomerado de fragmentos de piedra pedernal. Es característica para la parte media de los estratos de Paracotos la piedra pedernal densa o franjeada; la epidota y la clorita le dan un color verde. La parte más superior de la serie, finalmente está compuesta de silificadas, calizas y conglomerados cuyos guijarros constan de dicha piedra candela y cuarcita.

Atendamos a continuación la determinación de la edad de las series rocosas descritas, cuyo metamorfismo aumenta progresivamente con la edad. Según se dijo, en los años recientes se han encontrado fósiles en algunos sitios que hacen posible una determinación más precisa de la edad de los grupos de estratos. Al E de Caracas, WOLCOTT encontró en un afluente de la quebrada Guarenas, a 3.2 km al E de Guatire, sobre la vía de Caracas o Caucagua, rodados de una caliza poco metamórfica, gris oscura que deja reconocer numerosos cortes de bivalvas y gasterópodos. Hasta donde los ejemplares extraídos pudieron ser determinados, indican el Jurásico Superior o el Cretáceo Inferior. Las calizas están asociadas en la gargante in situ, con esquistos oscuros, grafíticos, con micacitas grises y areniscas cuarcíticas. Al W de Caracas, afloran calizas oscuras semejantes, sobre la carretera Maracal-Valencia, cerca de Los Morros y en la proximidad de la vía. Puede ser esta la localidad de la cual, alguna vez se han descrito fósiles ordovicianos que, se supo posteriormente, provenían de Norteamérica. En muestras de esta caliza pudimos reconocer también en cortes pulidos, perfiles de moluscos, pero no fué posible identificar los fósiles para la determinación de la edad y establecimiento de su posición estratigráfica. Quisiéramos interpretarlas cmo equivalentes de la caliza de Antimano, mientras que DENGO prefiere paralelizarlas con intercalaciones calcáreas de los

estratos de Las Brisas, cerca de Zenda. Para la determinación de la edad son mucho más valiosos los foraminíferos que DUSENBURY logró encontrar en una caliza gris del grupo de Las Mercedes en la quebrada Yaguapa, entre Capaya y Caucagua, porque indican el Turoniano, Finalmente, los foraminíferos que RENZ determinó de un guijarro de conglomerado, de la parte alta de la serie de Paracotos hablan en favor de la participación de Cretáceo Superior alto, a base de la presencia de Globotruncana. Como de este modo está asegurada la edad neocretácea de las series de Paracotos y Las Mercedes, se podrá considerar que la caliza de Antimonio de la base de la serie de Las Mercedes pertenezca al Cretáceo Inferior o sea un equivalente de la caliza de Cogollo en Venezuela occidental y de la caliza de Caripe en Venezuela oriental. En cuanto a la serie de Las Brisas, que está constituída por sedimentos más clásticos, habría que pensar en que representan el Mesozóico Inferior (series de Barraquín y La Quinta). Como fué tratado atrás, no solamente consideramos el granito de Sebastopol, sino también el neis de Peña de Moras y los granitos intruídos en dicho neis al Norte del lago de Valencia, como partes del basamento premesozóico. También ciertas rocas más frecuentes metamórficas y esquistoseadas, como las micacitas de la falda N de la serranía de la Costa en la región de Puerto Cabello, pueden ser paleozóicas.

Pasemos todavía revista de las rocas eruptivas que penetraron en los sedimentos mesozóicos y que en parte tienen caracter tan fuertemente metamórfico como las arriba descritas. En lo que respecta a las rocas básicas, DENGO diferencia entre tipos metamórficos básicos y tipos ultrabásicos. Entre los primeros, se trata de anfibolitas con granate y que además contienen epidota y omfacita. Eclogitas verdaderas las cuales constan predominantemente de granate y omfacita no se encontraron. También existen rocas en que la anfibolita está mayormente sustituída por glaucofana, y estas han sido descritas por SCHURMANN. Las anfibolitas están restringidas a la parte septentrional de la región investigada de cerca, y se hallan en forma de intercalaciones alargadas en los neises de Peña de Mora

como también en las series de Las Brisas y Las Mercedes. El segundo grupo de rocas básicas se compone de serpentinas que se presentan distribuídas sin regla fija y también como lechos en todas las rocas que participan en la constitución de la serranía de la Costa. Intrusiones de diorita hornbléndica con cuarzo, dentro de los estratos de Paracotos, se hallan hacia el Sur, en Chavallare y Tiara. Como secuela de estas intrusiones son consideradas por SMITH los silos y filones de granito alcalino que aparecen en la diorita y en los sedimentos adyacentes.

Si ahora tratamos de dar una visión general de la construcción tectónica de la serranía de la Costa, estamos restringidos enteramente a las primeras interpretaciones de DENGO y SMITH (fig. 55). Primeramente, en lo que respecta a la constitución por pliegues, ya anotamos que en la región investigada más de cerca, se distinguen dos anticlinales mayores formados de los estratos de Las Brisas, entre los cuales el septentrional termina en ángulo agudo contra el macizo de Peña de Mora que se sumerge al W y junto con el cual forma la propia cadena costera. El sinclinal que separa los dos anticlinales mayores está compuesto de estratos de Las Mercedes y se levanta y se extingue hacia el W, en San Pedro; al E, entre Caracas y Guarenas, está cortado por el macizo néisico. Dentro de estos elementos mayores de pliegues, los estratos y en especial la alternancia de esquistos margosos y de calizas en los estratos de Las Mercedes, acusan un plegamiento especial muy intenso. Aún, varios indicios nos parecen hablar en favor de que el plegamiento especial es mas complicado de lo que se expresa en los mapas y secciones geológicos de los referidos autores. Todos los contactos entre los diferentes grupos de estratos parecen ser anormales. Entre otros, apunta a esta particularidad la presentación completamente irregular de la caliza de Antimano en el límite entre los estratos de Las Brisas y Las Mercedes. En los flancos del anticlinal septentrional la caliza solo aparece cerca su término orientan en forma de una banda contínua, de espesor variable. En los bordes del anticlinal meridional, solo adquiere espesor apreciable en el Occidente, sobre el flanco S, mientras que mas hacia el E y en el flanco N se presenta muy esporádicamente en algunos afloramientos de escaso espesor. Además, los lentes

Fig. 55.- Sección geológica por el terreno serrano entre la cadena de la Costa y la serranía del Interior, según SMITH.
tv = Serie efusiva de Tiara; hd = Diorita hornbléndica; pa = Serie de Paracotos; lm - Serie Las Mercedes; an = Caliza de Antimano; br = Serie Las Brisas; sgr = Neis granítico de Sebastopol.

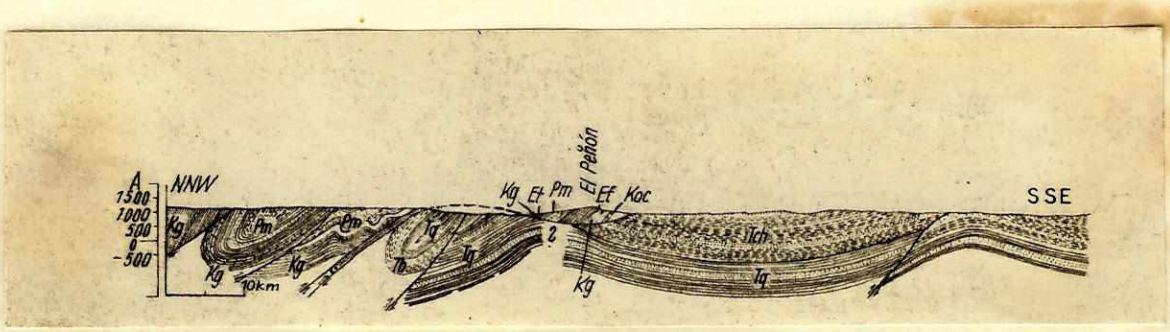


Fig. 56.- Sección geológica por el borde sur de la Serranía del Interior al E de Altagracia de Orituco, según EVANOFF.
Tch = Chaguaramas; Tq = Quebradón; Tb = Batatal, Mioceno Oligoceno; Et = Tememure, Eoceno superior; Pm = Macaire, Paleoceno; Kg = Guayuta, Cretáceo superior; Koc = Calizas de Carinidas, Cenomaniano.

de anfibolitas de Las Mercedes que están dispuestos conforme al rumbo, y los pèqueños yacimientos de caliza dispersos en el extremo E del anticlinal septentrional mayor de la serie de Las Brisas, podrían interpretarse como escamamientos o entreplegamientos de rocas extrañas a estos complejos de estratos.

Entre las dislocaciones predominan las fallas de rumbo con orientación ENE, a lo largo de las cuales tuvieron lugar traslaciones verticales o transversales; estas fallas se pueden seguir a gran distancia y se presentan sobre todo hacia el S, en la serranía del interior en el S. Al lado de las dislocaciones aludidas, se observan fracturas de rumbo NW, mientras que las fallas transversales apenas desempeñan algun importante papel. En el borde W de la depresión de Cúa-Ocumare recorrida por el río Tuy, o sea la parte SE del terreno investigado de cerca, formada de depósitos terrestres del Terciario y Cuaternario, se manifiestan dos sistemas de fracturas diagonales. Ellos se cruzan con ángulo agudo y determinan el hundimiento del bloque qu forma el ángulo. El margen meridional del macizo de Peña de Mora ha sido determinado por una zona de dislocación cuya falla principal tiene rumbo E-W en el E, pero que cambia a NW al Oeste de Caracas hasta el término del macizo. De esta dislocación se ramifican varias fracturas secundarias que también tienen rumbo prevalente NW y adquieren una trayectoria algo curva, que se restringen en la parte marginal. En nuestro concepto, tales fracturas han sido determinadas por la presión hacia arriba del macizo, que es mayor hacia el E. Las dislocaciones de la parte N y del borde N, en cambio, corren paralelas en lo esencial, a la margen costera y pueden guardar relación con su origen. En la dislocación marginal, al SW de La Guaira, un silo de serpentina comprendido dentro del neis, está sobrescurrido al bloque de esquistos de Las Mercedes, conservado en el pié del macizo. A este bloque está entepuesto otro en los alrededores de Cabo Blanco que consta de depósitos terciarios y cuaternarios, que buzan con un ángulo de 55^{0} al S, según KEHRER, y tienen edad miocena media de acuerdo con la fauna de moluscos y foraminíferos. En ambos casos se trata de depósitos de playa que indican una preforma-

ción temprana de la fractura costera y movimientos oscilatorios en las dislocaciones motivadoras. A causa de los movimientos ascendentes de la serranía de la Costa durante el Terciario, un bloque de la playa miocena fue elevado e invertido al Sur. Durante el Pleistoceno, el bloque terciario, parcialmente denudado, fué sumergido bajo el nivel del mar, de modo que podía constituirse un depósito de playa, sobrepuesto y en parte arrimado a los estratos terciarios. Mientras que las fallas del N de la cadena de la Costa buzan con algo grado hacia el Sur, en el terreno estudiado en el S por SMITH buzan al N, con sobrescurrimiento al S. En la región N de Tiara, aún se encuentra un sobrescurrimiento mayor y poco inclinado dentro de la serie de Paracotos, al N de la mencionada intrusión de diorita hornbléndica. Volveremos ahora a los procesos orogénicos, causantes de la estructura tectónica descrita, de la serranía de la Costa, en una observación resumida final y después de haber conocido las demás partes de la Cordillera del Caribe.

La cadena costera de Venezuela central termina en la fractura que sobre la costa en el Golfo de Unare que avanza vastamente hacia la tierra firme. Las diferentes zonas de rocas tienen rumbo ENE, mientras que la costa Caribe de Venezuela corre de E a W y no podemos esperar que la continuación del núcleo cristalino de la cadena, formado por los neises de Peña de Mora, se halle en la tierra firme de Venezuela oriental, sino únicamente en las islas que se anteponen a la costa N. La baja isla de Tortuga, situada en la parte N del golfo de Unare, consiste en caliza coralina joven y está muy poco alzada sobre el nivel del mar. Es de presumir que esta caliza está sentada en un zócalo de las rocas más antiguas de la serranía de la Costa. Este zócalo no vuelve a aflorar sino mas al E, en la isla Margarita y consta de dos partes, cada una con un núcleo de rocas cristalinas y metamórficas y unidas por un pasadizo terrestre angosto con depósitos marinos modernos. En esta unión, la irrupción del mar desde el S, formó una laguna prolongada, separada por un lomo de playa angosto de la ensenada situada entre los dos núcleos de la isla. Solamente la parte oriental ha sido estudiada con más detalle por L. RUTTEN, y más recien-

temente por HESS y MAXWELL. Las rocas que constituyen la isla, se vuelven a dividir en un grupo más, y otro menos metamórfico. Aquel se compone sobre todo de neises cuarzosos albiticos con muscovita o biotita y granate, clorita o clinozoisita como minerales prevalentes. Al lado de ellos hay esquistos cloríticos con cuarzo, muscovita, albita, granate o zoisita; además se hallaron en la parte N de la isla, neises cuarzosos ricos en hornblenda y esquistos verdes que generalmente contienen clinozoisita, zoisita, epidota y rutilo. Estas rocas forman el sector noroeste de la cadena, situado en la parte oriental y principal de la isla; muy probablemente, ellas participan de manera importante en la constitución del macizo de Macanao, en el sector occidental de la isla. Como en el caso de los neis de Peña de Mora, las consideramos como basamento premesozóico en cuya composición sin embargo participan proporción considerable, al lado de neis cuarzosos altiticos, esquistos cristalinos. En este grupo de rocas, altamente metamórfico, aparecen numerosas pero poco extendidas intrusiones ultrabásicas. Las serpentinas constan vastamente de antigorita con residuos de olivino, y en menor grado de seudomorfismo, de bastita según piroxenos. Los cerros de San Jorge, con 1000 m de altitud, se hllan en la parte media de la isla y están formados por un depósito de serpentina que buza 45° al SE y tiene un espesor de 300 m.

Al grupo menos metamórfico de Los Robles incluyen HESS y MAXWELL los esquistos sericíticos que contienen en parte cuarzo, calcita, esquistos sericíticos, grafíticos y areniscas micáceas, rocas a las cuales se intercalan fajas de marmol cuyos bancos están separados por lechos de clorita. Este grupo de rocas sigue al anterior en una zona mas o menos ancha en las partes S y SE de la isla que sale a la costa oriental. Dentro de él se halla una intrusión expandida de granito que es porfídico por la presencia de cristales plagioclasa; el granito no contiene sino muy pocos cristales oscuros, transformados en epidota, actinolita o clorita. En la costa SE de la sila, las rocas de la serie de Robles vuelven a emerger en la

península de Morro Moreno. El Morro mismo está formado de una intrusión que se parece a gabro y que consta de feldespatos saussuritizados y de augita. La estructura de la roca es néisica y ella ha transformado en la zona de contacto los esquistos sericíticos circundantes en cornubianita epidótica-actinolítica. En los esquistos sericíticos todavía hay una pequeña intrusión de serpentina y ésta es la única que se ha encontrado en la serie de Robles. Es tentador considerar la serie de rocas como Mesozóico metamórfico; a causa de las intercalaciones, el mármol podría tratarse en parte de equivalentes de los estratos de Las Mercedes de la cadena costera de la tierra firme.

En las partes S y SE de la isla Margarita, se conservan en la costa depósitos del Eoceno. Tierra adentro de Morro Moreno, forman un sinclinal suave que se pone en discordancia sobre las rocas del grupo de Robles. Según GONZALEZ DE JUANA, están compuestos de lutitas, areniscas y calizas tabuladas que contienen una fauna de foraminíferos del Eoceno Superior con Discocyclina, Lepidocyclina y pequeñas Camerinas. Entre los estratos basales y aún más arriba, se intercalan conglomerados gruesos, compuestos no solo de rodados de rocas antiguas de la isla sino también de pedernal, radiolarita, meláfido porfirítico y diorita cuarzosa. Según L. RUTTEN, estas rocas se dirivan de las islas que se anteponen mas al W de la costa de Venezuela. Los conglomerados nos denuncian que las partes antiguas de la sila estuvieron sometidas a un levantamiento notable y a la erosión. Es posible que la Venericardia planicostata mencionada por la Sta. Maury de Margarita, se derive de calizas paleocenas, que, lo mismo que en Trinidad, solo se hallan en forma de bloques en los conglomerados eocenos. Si estas condiciones se confirmaran, tendríamos en la isla Margarita un plegamiento del Eoceno Inferior, como sucede en Venezuela oriental y en Trinidad. Los depósitos del Eoceno Superior fueron plegados mas tarde por la orogénesis del Terciario Superior. Tanto en el Eoceno como en el grupo de Los Robles, se observaron algunos diques de basalto.

En tanto ningún depósito oligoceno se conoce de la isla Margarita, y los miocenos solo se conservan en algunos restos erosivos que yacen sobre el Eoceno de la costa Sur; según González de Juana se perforaron en la isla de Cubagua, antepuesta hacia el Sur, todos los

tres pisos del Terciario, con un espesor de 1200 m. Ellos se dividen así:

Mioceno: Arenas con lechos de caliza glauconítica-arenosa que contiene moluscos marinos;

Oligoceno: Arcillas manchadas abigarradas de probable orígen terrestre;

Eoceno: Como en la isla Margarita.

El espesor grande del Terciario solamente se puede explicar como efecto de un hundimiento en forma de graben entre la isla Margarita y la península de Araya en tierra firme de Venezuela oriental, foso que fué preformado ya en el Eoceno. Durante el Oligoceno, el movimiento descendente se detuvo pasajeramente y el foso quedó seco, depositándose productos de meteorización terrestre. En el Mioceno, el hundimiento prosiguió dando lugar a otra transgresión del mar y a la deposición de potentes sedimentos marinos, pero la sedimentación sobrepasó poco a poco el monto del hundimiento. Durante el Pleistoceno, la isla formó un bajo que fué colonizado por corales. En tiempo post-pleistoceno, el crecimiento coralino compensó el ascenso del nivel marino, y con los fragmentos se formó una masa de caliza coralina que fue levantada por movimientos muy jóvenes y formó así la actual isla. La falla marginal meridional del graben pasa evidentemente por la isla Coche que está mas al Oeste y cuya parte septentrional llana, consta igualmente de caliza cristalina, en tanto que en el SE de la isla hay cuarcitas sericíticas cerca de la costa, análogas a las que existen en el Morro de Chacopota en tierra firme venezolana. La isla Margarita está situada un poco al Norte del borde septentrional del foso de Cubagua; ella ya sobresalía como isla durante el Terciario, de manera que los mares terciarios pudieron transgredir solamente sobre su margen meridional. En el Postpleistoceno, también fué levantada, pero el levantamiento fue diferente en las dos partes de la isla. Según HUMELINCK, los depósitos jóvenes detríticos y marinos de la costa Sur se levantan hasta 200 m contra las rocas cristalinas del macizo de Macanao que forma el núcleo de la parte occidental de la isla.

Volvamos ahora al continente y observemos la extensión de las rocas metamórficas de Venezuela central y hacia la serranía de la Costa de Venezuela oriental y el Norte de Trinidad. Desafortunadamente no se dispone de investigaciones específicas sobre todo del sector de la serranía costera de Venezuela oriental se tiene poco conocimiento geológico. Esta constituye en el W la península de Araya que separa el golfo de Cariaco del continente, en Venezuela; luego la serranía está unida a la serranía del Interior sobre aproximadamente un tercio de su longitud. Este puente terrestre está formado por un terreno alomado bajo, como sucede en El Pilar, donde el límite entre ambas serranías es tan desvanecido como en Venezuela central. Hacia el E, el ramal costero continúa hacia la península de Paria que forma el término del golfo del mismo nombre, ubicado entre Venezuela y Trinidad. Una de las observaciones aseguradas de la serranía, en su longitud de 270 km, es la presencia de las mismas cuarcitas sericíticas que fueron descritas por L/ RUTTEN en la isla Coche, y que afloran en el Morro de Chacopota de la península de Araya. A poca distancia, tierra adentro, hay micacita y serpentina en Manglillo. L. RUTTEN es de opinión que en el caso de las cuarcitas, muy bien puede tratarse de la arenisca algo metamórfica de Barranquin, del Cretáceo basal. Algo mas al Este, en el puerto de Carúpano, SIEVERS observó esquistos arcillosos amarillosos o gris verdosos, con venas de cuarzo y potentes intercalaciones de caliza en el cerro Arco. Apenas puede caber duda de que los tenemos aquí con equivalentes de la serie de Las Mercedes de Venezuela central. Mas adentro, según HEDBERG, sin embargo puede haber otra vez esquistos filíticos, en parte de color rojo, que hacen contacto en El Pilar, a lo largo de una falla, con estratos cretáceos no metamórficos de la serranía del Interior. Como según estas observaciones las rocas metamórficas mesozoicas tienen participación esencial en la constitución de la serranía costera, no pareció muy digna de crédito la información de WALL y SAWKINS de 1860, de que existiesen neises en la punta oriental de la península de Paria. Ultimamente, KUGLER (1953) tuvo ocasión de visitar algunos lugares de la costa Sur de la península de Paria y de confirmar plenamente su constitución por rocas cristalinas. Según este autor, la punta de la península que avanza al NE en Punta de Las

Peñas, consiste en un neis lenticular rojizo con intercalación de esquisto clorítico verdoso. Hacia el SW y W se superponen esquistos cuarzosos-micáceos verdosos, a los cuales siguen filitas sericíticas y calizas pardas de placas en la costa Sur de la isla. En este complejo de estratos se encuentran lentes de rauvaca, y yeso macizo, el cual se explota. Posiblemente, este complejo de estratos es un equivalente de los estratos comesozóicos de Hato Viejo y Carrizal que las perforaciones encontraron en los Llanos debajo del Cretáceo. En todo caso el complejo corresponde a los estratos de Marval de SUTER que forman el extremo W de la cadena septentrional de Trinidad, y se compone de filitas, esquistos calcáreos y calizas de placas entre los cuales también se observaron lechos de yeso en varios sitios. También las islas del estrecho marino de Dragon Mouth vecinas a la costa de Trinidad y que hacen enlace con la península de Paria, están compuestas de dichos estratos. La continuación del neis que ha de formar también ahí el yacente de los sedimentos mesozóicos menos metamórficos, evidentemente se halla sumergido mas al Norte en el mar a causa de fallas transversales que también han determinado la formación del estrecho y de las islas. Delante de la costa Sur del promontorio producido por la cadena septentrional de la isla de Trinidad, en dirección occidental, hay una serie de islas que, así como la Punta Gourde que avanza hacial el Sur, están constituídas de calizas. La caliza se prolonga al E de la propia isla de Trinidad donde se le explota al E de Puerto España en la cantera de Laventille. La caliza gris azul, arenosa, contiene algunas conchas (Pteromya?) de edad mesozóica. Según KUGLER, el Levantille está separado por filitas sericíticas de la caliza de Picton, bien estratificada, localmente oolítica en donde TRECHMANN halló pequeñas Nerineas de edad jurásica. La faja de calizas también pudo ser comprobada por KUGLER en el lado venezolano del golfo de Paria, en la isla de Patos, al SE de la punta oriental de la península de Paria. La isla consta de un anticlinal asimétrico de caliza Picton que traspasa hacia arriba a una brecha calcárea con componentes de la caliza Laventille y de los estratos de Marval.

Las partes central y oriental de la cadena septentrional, según investigaciones mas recientes de BARR, acerca de las cuales in-

forma KUGLER parecen constar de formaciones mesozóicas jóvenes. BARR todavía establece seis nuevas formaciones, de modo que KUGLER llega con la caliza de Laventille y con los estratos de Marval y de Maracas a 9 unidades estratigráficas del Mesozóico que participan en la constitución de la cadena septentrional y que, se dice, adquieren el enorme espesor de 16.770 m. Sin embargo no damos crédico a que todas estas series de estratos se sucedan como deposición normal sino que se trate en parte de equivalentes de facies, en parte de repeticiones por complicaciones tectónicas. Si bien no podemos conformarnos del todo con las determinaciones de edad por BARR, le corresponde en todo caso el mérito de haber contribuído decisivamente a la subdivisión estratigráfica por medio de abundantes hallazgos de fósiles en un complejo de rocas que fué considerado durante decenios como formado de esquistos metamórficos estériles en fósiles. Los pisos del Mesozóico Superior que pueden estar confirmados ahora por hallazgos de fósiles son los siguientes: al Tithoniano pertenece la caliza de Cuare de Hollis Water Reservoir con Perisphinctes transitorius (I, pg. 585); es posible que las filitas calcáreas con apticos que BARR halló al Sur de la península de Cumaná, deben encuadrarse aquí también. Las areniscas y los conglomerados de la formación de Grande Riviere las interpretamos como un equivalente de los estratos terrestres de Barraquín en Venezuela oriental, y no parece imposible que también las areniscas tengan su emplazamiento aquí. La edad del Barremiano Inferior de las calizas y filitas calcáreas de la formación de Cumaná está concretada por una fauna rica de amonitas pequeñas (Pulchellia, Nicklesia, Barremites, Ancyloceras y otras) que BARR halló en las filitas calcáreas. La presencia de Urgoniano está confirmada por corales, pero, en lo relativo a las rudistas, en realidad se trata de Caprínidos; estos son con seguridad del Cenomaniano, como es el caso en la cadena central de Trinidad y de Venezuela oriental. Luego no hay razón de dudar de la edad neocretácea que TRECHMANN dió a los estratos con esponjas. Las formaciones más jóvenes de la cadena septentrional son las lavas augito-andesíticas, conglomerados y tobas de Sansseuci, las cuales, como las rocas eruptivas semejantes de la serie de Tiara de Venezuela central, tienen edad

eocena (pg.). De todas maneras, se desprende de estas investigaciones recientes, que los estratos cretáceos que constituyen principalmente la cadena septentrional ofrecen un desarrollo semejante al de la sierra del Interior de Venezuela oriental, aun cuando son en parte mas decididamente metamórficos. En toda la cadena septentrional reina plegamiento isoclinal, con inversión al N, el cual puede haber sido producido por un movimiento de gozne de la gleba montañosa entera.

Todavía mas avanzada al Este que la punta NE de la isla de Trinidad, está la isla de Tobago, situada en el Atlántico y al NE de Trinidad. Sobre su constitución geológica estamos bien informados por MAXWELL. Participan preferentemente en su composición, rocas metamórficas, pero no solo son más metamórficas que las rocas de Trinidad sino que en ellas se presentan extensas intrusiones de rocas eruptivas ácidas y básicas. Las rocas mas antiguas que en Tobago asoman a la superficie, son los esquistos sericíticos gris plateados de Main Ridge al N de la isla. A ellos se intercalan cuarcitas grises y hacia arriba, en proporción creciente, esquistos verdes. Los estratos forman un anticlinorio que se sumerge hacia el W y NE, y que tiene un plegamiento especial muy acentuado cuyos pliegues están invertidos al N o NW. Está rodeado por un manto de esquistos verdes que contienen cuarcitas y micacitas de poco espesor. Las cuarcitas se componen de albita, epidota, actinolita, clorita, con o sin cuarzo y se formaron de material metavolcánico. Como miembra más joven de la serie sedimentaria metamórfica, se hallan en el terreno sinclinal de Mt. Dillon sobre la costa Sur, micacitas claras, cuarcitas franjeadas, lechos silíceos y esquistos grafíticos. MAXWELL compara los esquistos sericíticos de Main Ridge con los esquistos menos metamórficos de la isla Margarita y de la cadena septentrional de Trinidad. En esta relación hay que advertir que los esquistos de estas islas contienen numerosas intercalaciones de calizas que no se conocen en Tobago. Mas bien se pueden comparar los esquistos verdes con las rocas cretáceas de orígen volcánico que están en las islas de Bonaire y Curazao, e interpretarlas como sus productos metamórficos. Son mas recientes que los esquistos, pero mas antiguos que las intrusiones de diorita a las cuales nos

referiremos luego; los cuerpos intrusivos relativamente pequeños de peridotita y de piroxenita, se hallan en el límite esquisto-diorítico. Tan solo después del plegamiento de los esquistos y rocas verdes, se formó una serie volcánica, potente y efusiva, cuya producción comenzó con lavas dacíticas para continuar con material augito-andesítico y basáltico de caracter piroclástico para volver a terminar con lavas dacíticas. Dentro de la serie eruptiva penetró un plutón extenso de diorita que recorre la isla de SW a NE. Tanto en los esquistos como en las rocas mas antiguas de la serie, se observaron alteraciones de contacto, que no afectan las dacitas jóvenes porque estas no entran en contacto con las dioritas. MAXWELL está inclinado a considerar estas lavas dacíticas como mas jóvenes que la intrusión. Solamente en el Mioceno, vuelve a presentarse en la parte NW de la isla una transgresión que depositó arenas conchíferas y arcillas de Balanus. En la base de estos estratos también se han encontrado Orbitoides marinos redepositados que pueden provenir de una intercalación marina en la serie eruptiva.

La isla Tobago todavía pertenece a la Cordillera Caribe, pero presumiblemente ya a la zona metamórfica del flanco Norte. Los sedimentos de Mount Dillon recuerdan los de la serie neocretácea de Paracotos de Venezuela central donde igualmente hay intrusiones de rocas ultrabásicas y dioríticas. Además, la serie de Paracotos está superpuesta por una serie eruptiva augito-andesítica y basáltica que frecuentemente tiene desarrollo complicado; ella ha alterado por contacto los sedimentos eocenos. Esta serie del Terciario Inferior también está indicada en la costa N de Trinidad, y se halla desarrollada en las islas septentrionales exteriores, no volcánicas de las Antillas Menores.

B. LA SERRANIA DEL INTERIOR DE VENEZUELA CENTRAL Y ORIENTAL

La serranía del Interior se levanta al E del río Cojedes que fluye desde la región de Barquisimeto con rumbo Sur hacia los

Llanos; pero tan solo en la región de Valencia, ella está claramente separada della cadena costera por la planicie en que está el lago de Valencia. Estratos con moluscos y diatomeas límnicos del suelo de las vecindades del lago, como también terrazas de los mismos estratos, que hay en el borde y que se levantan algunos metros sobre el actual nivel del lago, anuncian una mayor extensión anterior y un nivel mas alto de su El nivel probablemente estaba sujeto a oscilaciones pleistocenas considerables. Investigaciones mas detenidas han de demostrar si, en tiempos históricos, el lago tuvo desagüe por el río Paito hacia el Orinoco. La serranía del Interior primeramente está formada en el W por estratos metamórficos; el grado de metamorfismo no disminuye sino en el márgen S de la serranía, razón por la cual es posible distinguir en la región de San Carlos, entreplegamientos WSW-ENE de Terciario en Cretáceo que están cortados mas al E, en Tinaco, en ángulo agudo por una intrusión mayor de un pórfido granítico con diferenciaciones cuarzo dioríticas oscuras. En la intrusión y en su borde S aparecen de anfibolita, cruzadas por filones de aplita. Mas al N, en afloramientos del río Tinaco, siguen esquistos cristalinos magmáticamente inyectados y más allá calizas cristalinas con gabarros de cuarzo. También en la región de Tinaquillo hay una vasta exposición de rocas fuertemente metamorfoseadas, como neises, esquistos hornbléndicos y biotíticos que alternan repetidamente con esquistos calcáreos y grafíticos (con lidita), y con cuarcitas. A estas rocas penetran al E de Tinaquillo intrusiones extensas de norita y peridotita, la última transformada en serpentina y cruzada por asbesto en las grietas. Estos yacimientos explorables han sido descritos por AGUERREVERE, ZULUAGA y TELLO. También afloran rocas cristalinas en la ribera S del lago de Valencia, sobre todo en la península cerca de Magdaleno proyectada profundamente dentro del lago. Para la definición de la relación entre los sedimentos metamórficos mesozóicos y las rocas cristalinas, nos parece ser muy prometedor proceder a una investigación detenida de la región al W y SW del lago.

Las elevaciones al Sur del lago Valencia que se alzan hasta 1800 m, están constituídas por la serie eruptiva de Tiara a la cual

nos referiremos adelante. En el flanco S de la serranía se presentan estratos del Cretáceo y Terciario que solo son ligeramente metamórficos y que fueron investigados mas al E por EVANOFF, en el margen del sector de Alta Gracia de Orituco en la serranía. Los estratos mas antiguos son calizas arenosas de Caprínidos del Cenomaniano que EVANOFF confundió con las calizas de Requienia de la serie infracretácea de El Cantil en Venezuela oriental. Dichas calizas solo se conocen por afloramientos en de sobrescurrimiento del cerro El Peñón, al SE de Alta Gracia. Los esquistos arcillosos negros son geodas calcáreas y algunos lechos delgados de arenisca que siguen encima, contienen Inoceramus y amonitas del Turoniano y corresponden a los estratos de Querecual de Venezuela oriental. Cerca de ElPeñón se encontraron restos de un Plesiosaurio que fueron descritos por COLBERT. La parte alta del Cretáceo superior está representada por la serie de Paracotos que se describió atrás, en relación con la serranía de la Costa. Está desarrollada principalmente en el flanco N de la serranía donde forma una sinclinal grande que recorre toda la serranía y cuyo flanco S está mayormente cubierto por la serie eruptiva de Tiara. Es probable que a la serie de Paracotos pertenezcan areniscas duras, grises, con lechos de conglomerados e intercalaciones débiles de esquistos, que constituyen la Sierra del Maestro al lado S de la serranía y al N de San Francisco de Orituco. La cadena cretácea de la serranía del Interior que se estrecha fuertemente hacia el E, termina en el Morro de Unare del río Unare, al N de Clarines. Con base en la determinación de los fósiles colectados por KARSTEN en este sitio, DIETRICH pudo comprobar la existencia de una sección casi completa del Cretáceo en el Morro de Unare. Debajo del Cretáceo Superior, el Inferior está representado por calizas con Exogyras grandes (serie El Cantil). Al E del río Unare, parece que únicamente el Cretáceo Inferior aflora otra vez en el Morro de Piritu; mas al Oriente, la serranía del Interior está totalmente interrumpida por la depresión de Unare formada por estratos terciarios.

Los estratos terciarios del pié meridional de la serranía, incluídos en su constitución, corresponden ante todo al Paleoceno y Eoceno. El Paleoceno (Macaire) consiste en esquistos gris pardos que

meteorizan con color pardo rojizo y en areniscas blancas o grises. A estos estratos se intercalan localmente lentes gruesos de calizas organogénicas de arricife que la erosión ha descortezado a los estratos erguidos del margen serrano y que ahora forman los morros prominentes de San Juan, San Sebastián y San Francisco de Macaire. Las calizas están compuestas principalmente de algas calcáreas, corales y acumulación de Orbitoides y Nummulites. Conforme al examen de GAUDRY, las Camerinidae y Discocyclinas determinan la edad de los estratos más altos como Paleoceno, pero según PFENDER, la presencia de Archaeolithothamnium, Actinactis y Lepidorbitoides hacen probable que la formación de arrecifes ya se iniciara al final del Cretáceo. Encima del Paleoceno evidentemente hay una vacío análogo al de Venezuela oriental y Trinidad; este hiato comprende el Eoceno Inferior y Medio, porque los estratos de Tenemure que siguen en edad al Paleoceno y están compuestos de una alternancia de esquistos y areniscas, contienen calizas de Orbitóides caracterizadas por la fauna de Lepidocyclina y Discocyclina que determinan el Eoceno superior. En San Juan de los Morros, SCHURMANN pudo comprobar que este Eoceno está atravesado por porfiritas augíticas que han alterado los estratos de contacto en roca prehnítica-cloritoídica-zoisítica. Las porfiritas augíticas pertenecen a la serie eruptiva de Tiara que forma las partes mas altas de la sierra del Interior de Venezuela central y que se extiende como zona compacta por toda la serranía hasta la región de la ensenada de Onare. También SMITH considera que las eruptivas de Tiara son más jóvenes que la serie de Paracotos del Cretáceo Superior ya que sus rocas mas bajas, de grano grueso corresponden a gabros y las superiores, mas finas, a basaltos; ambas rocas constan de plagioclasa, augita ofítica y olivino, está generalmente sustituída por tremolita-anfibol o serpentinizada. Localmente, se intercalan en las lavas formaciones sedimentarias de aglomerados brechosos, tobas y areniscas. Ellas y la fuerte transformación hidrotermal de las rocas hacen probable una generación de la serie eruptiva en ambiente marino. La colocación encima de la serie de Paracotos del Cretáceo Superior y las observaciones de SCHURMANN definen como Eoceno Superior su límite mas temprano de dad; con esto coincide también el que hayan sido dinámicamente poco afectadas.

Sobre las relaciones estratigráficas de las formaciones de la serranía del Interior no existen sino pocas observaciones más que atienden a los pormenores. Por el borde S de la serranía, en la región de Alta Gracia, EVANOFF publicó tres secciones geológicas de las cuales reproducimos una aquí (fig. 56). En ellas se distinguen hacia los Llanos, sinclinales invertidos al S del Terciario Inferior y Cretáceo, y escamas erguidas del Terciario Inferior inclinadas en la misma dirección. A una de estas escamas pertenecen los Morros de San Francisco. mayor de Eoceno invertido y de Cretáceo yacente, situada delante del borde serrano en El Peñón, al SE de Alta Gracia, y rodeada en contorno por Terciario Superior, es interpretada por EVANOFF como escurrimiento llano sobre el vértice de uno de los sinclinales terciarios marginales sobrescurridos al S. En la región de San Juan de Los Morros, los estratos del borde serrano se hallan fuertemente perturbados. Las calizas de arrecife se presentan con esquistos y areniscas paleocenos en algunos erguidos entre rocas eruptivas. La estructura por que caracteriza el Cretáceo y el Terciario todavía continua en esta parte mas al Sur, dentro de la orla de los Llanos, y la escama mas meridional del Cretáceo llega hasta Ortiz.

La serranía del Interior de Venezuela oriental está casi íntegramente constituída de estratos de formaciones del Cretáceo, las cuales abundan en fósiles y admiten una subdivisión estratigráfica más detenida (cuadro 3). Es a HEDBERG (1950) a quien debemos una representación conjunta de las condiciones sedimentarias y de los procesos orogénicos en la parte oriental del geosinclinal Caribe. Recientemente, ROD y MAYNC han compilado, sobre la base de investigaciones estratigráficas detalladas, un estudio comparativo de la evolución del Cretáceo de Venezuela occidental y Venezuela oriental. Si bien la subdivisión de ellos con respecto a Venezuela occidental se cubre en lo esencial con nuestros puntos de vista (pg. 587), no podemos aceptar en todos los casos sus conceptos sobre pisos en Venezuela oriental. La serranía del Interior de Venezuela oriental consta de varias cadenas de cerros; el cerro más meridional llega a altitudes de 2.000 m que es la máxima de las cadenas. Estas recorren el espacio entre la ensenada de Unare y el

golfo de Paria, al Sur del Golfo de Curiaco y del istmo de El Pilar. El foso del golfo de Curiaco ya se formó durante el Terciario, según se desprende de los depósitos marinos del Terciario Superior, hoy levantados sobre el nivel del mar que se hallan en la costa Sur, al E de Cumaná. Los depósitos cretáceos más antiguos afloran al borde W de la serranía y son las areniscas de Barranquín que pueden tener un espesor hasta de 1000 m y contienen intercalaciones de esquistos carbonáceos, con plantas típicas del Neocomiano Inferior, sobre todo en la parte alta. Las areniscas emergen en el Oeste en la isla Chimaná Grande y prosiguen por la isla de Chimaná Segunda hacia el continente, donde constituyen principalmente la cadena más septentrional de la serranía que está atravesada en Barranquin por el río Manzanares. Mediante intercalación de estratos calcáreos y margosos, las areniscas traspasan a la facies marina. Es preferible integrar estos estratos de transición a la serie de Borracha (formación El Cantil) porque ya contienen fósiles típicos de ella (Exogyra aquila, Trigonia subcrenulata y otros). Los estratos de la Borracha se presentan en dos clases de facies. Las margas con intercalaciones de lechos arenosos, y las calizas abundan en bivalvas y corales; al lado de Orbitolina concava, la fauna de foraminíferos muestra como características Chofatella decipiens SCHIDG y Pseudocyclammina hedbergi MAINC. Localmente, la facies margosa traspasa a calizas de arrecife que se asemejan extraordinariamente, según hábito y fauna, a las calizas del Urgoniano de la región del Mediterráneo de Europa y que contienen Requienia, Nerinea, Orbitolina, Dictyoconus, corales y algas calcáreas.

En la parte E de la serranía, en la región entre San Agustín y Caripe, las calizas forman un lente calcáreo de arrecife de gran extensión y espesor, dentro del cual se han formado las cuevas descritas por Humboldt, habitadas por un ave nocturna llamada guácharo. Como en esta caliza DIETRICH ha reconocido el género de rudistas de Requienia, no se le puede colocar en su totalidad dentro del Albiano como lo hacen ROD y MAYNG. Cuando más, sería posible que las calizas muy potentes llegasen hasta el Albiano Inferior y que coincidieran con esta parte más superior la intercalación calcárea con Dictyoconus que ROD observó en sus estratos de Placeta. Con la parte inferior de estos estratos

margo-esquistosos que llevan intercalación repetida de margas de Orbitolinas, está engranada la masa de caliza de arrecife, y solo en la parte más superior de los estratos de Placeta de ROD que ya no llevan Orbitolinas, se encuentra una fauna de microforaminíferos de caracter albiano. Según LIDDLE, un anticlinal amplio de arenisca de Barranquin se halla cortado al SE de Caripe en el sector superior del valle de Punceras. En su techo, el Urgoniano todavía está representado por calizas negras con ostras, a las cuales se intercalan margas de Orbitolinas. Estos estratos van superpuestos por las margas de García en que se han encontrado amonitas típicas del Aptiano Medio (Deshayesites) y Superior (Uhligella, Dufrenoya, Colombiceras, Cheloniceras). La última fauna mencionada, también está representada en los estratos del Valle Grande de ROD, de la región de Cumaná. Al Albiano pertenecen los estratos de Chimaná de HEDBERG, pero hasta ahora sólo la parte media del piso está confirmada por amonitas (Oxytropidoceras, Lyelliceras, Beudanticeras). Los estratos en parte transgreden con arenas basales verdes sobre las calizas de arrecife y constan de esquistos manchados de rojo y de margas con concreciones de siderita arcillosa. Según vemos, los sedimentos del Cretáceo Inferior ofrecen muy variables aspectos de facies; sedimentos neríticos y calizas de arrecife parecen predominar en el N de la serranía y traspasar en dirección Sur a sedimentos con abundancia de foraminíferos y amonitas. La transgresión parcial con arenas verdes del Albiano Medio anuncia disminución de la profundidad del mar y regresión local.

El Cretáceo Superior se inicia con una nueva transgresión cuyo borde septentrional está indicado por una típica fauna de Rudistas del Cenomaniano, que fué hallada por primera vez en Trinidad. Tales calizas claras con Caprina, Amphitriscoelus y Plagioptychus han sido descritas por HEDBERG y PYRE de la isla Caribe, al NW de la isla La Borracha, y DIETRICH tuvo presente muestras de la colección de KARSTEN provenientes de El Peñón, de Caripe y de Imposible, al W de Guarapiche. Las calizas se extinguen en los estratos de Boquerón que están compuestos de calizas de placas y de esquistos arenosos. En su fauna de foraminíferos, Mariella bergeri BRGT. y Globotruncana apenninica RENZ con-

firman la edad cenomaniana. Encima siguen esquistos negros y bituminosos, con concreciones calcáreas lenticulares que contienen Inoceramus y amonitas del Turoniano, pero que probablemente representan también el Coniaciano Inferior como sucede con los estratos de La Luna en Venezuela occidental. Los depósitos que llegan a tener 750 m de espesor, por lo general son muy ricos en foraminíferos sobre todo Globigerinas. HEDBERG los denominó estratos de Querecual que se hallan superpuestos por los de San Antonio, compuestos de esquistos calcáreos en alternancia con lechos silíceos y de arena fina. Estos estratos probablemente son un equivalente de la "argilita" de Trinidad y de la formación de Paracotos en Venezuela central; también ellos contienen muchos foraminíferos planctónicos, a los cuales se asocian en la parte alta especies bentónicas; esta fauna indica edad senoniana inferior. Hacia el E los estratos de San Antonio van siendo reemplazados mayormente por las areniscas claras de San Juan. Los esquistos de Vidoño que siguen encima, contienen otra vez una rica fauna de foraminíferos y probablemente representan el Maestrichtiano y el piso del Daniano, como en Trinidad. Ellos traspasan a los de Caratas que consisten en calizas con arena fina, frecuentemente glauconiticas, o en dolomitas con esquistos e intercalación de arenisa; contienen Nummulites y Discocyclinas y, en el cerro Corazón de Urica, Venericardias del Paleoceno. Con esta formación regresiva que ya corresponde a la base del Terciario, termina el ciclo sedimentario del Cretáceo superior.

Dediquemos todavía atención breve a los depósitos terciarios porque nos conceden información importante sobre los procesos orogénicos de este período. Sobre el Paleoceno también hay con frecuencia un vacío en la serranía del Interior que comprende el Eoceno Inferior del cual en todo caso no se conocen sedimentos fosilíferos. En algunos lugares, sin embargo, el vacío está sustituído por sedimentos arenosos, depositados cerca de la costa, cuya separación del Eoceno Superior que también es arenosa, resulta difícil. Pero en el río Querecual, y en Barcelona, HEDBERG observó una clara discordancia erosiva entre los estratos de Caracas con espesor fuertemente reducido, y el Eoceno Superiòr. En este lapso de tiempo entre el Paleoceno y el Eoceno Superior cae la primera fase orogénica de la Cordillera Caribe que se

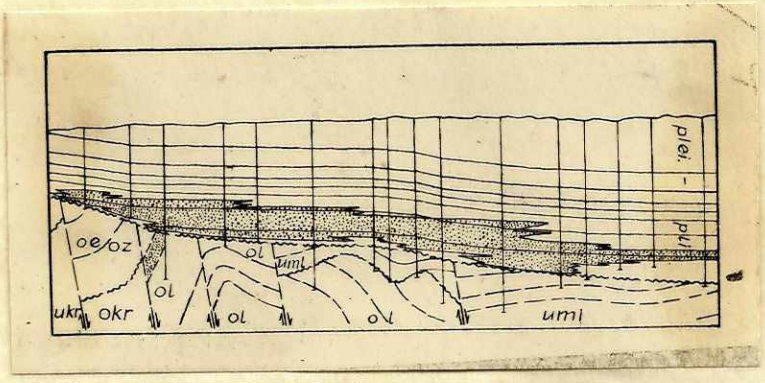


Fig. 57.- Sección geológica por el campo petrolífero de Quiriquire en Venezuela oriental, según MENCHER. Plei-pli= Estratos de Quiriquire; umi= Mioceno inferior ; ol= Oligoceno; oz= Eoceno superior; okr = Cretáceo superior; ukr= Cretáceo inferior; zona de puntos= Zona petrolífera.-

restringió evidentemente el plegamiento y solivantamiento de la serranía costera y que, en el espacio de la del Interior, no condujo esencialmente sino a un soliviantamiento encima del nivel del mar. En su margen meridional, tuvo lugar una transgresión en el Eoceno superior que fué breve hacia el W. Sus depósitos, mayormente arenosos se colocan hasta encima del Cretáceo; los bancos de caliza en su base contienen en muchos sitios una fauna de foraminíferos típicos (Discocyclina, Lepidocyclina, pequeños nummulites), aparte de otros fósiles característicos del Eoceno superior (Oligopygus, Tubulostium). Hacia el W, sigue sobre los estratos marinos de poco espesor una deposición arenosa de unos 1000 m de grueso que contiene mantos explotables de carbón en el río Naricual. En este tiempo, la línea de profundidad del geosinclinal Caribe, se retiró según HEDBERG desde la serranía del Interior a su margen meridional y más tarde en el Terciario Superior, muy adentro de la orla llanera donde claramente se ve una disminución clara de la profundidad de E a W dentro del foredeep. Los sedimentos terrestres arenosos que se acaban de describir, traspasan al E a los esquistos de Carapita cuya fauna de foraminíferos la emplaza hacia arriba hasta en el Oligoceno. Los depósitos del Oligoceno y del Mioceno fueron reunidos en la formación de Santa Inés. Su parte miocena se inicia en el borde serrano con areniscas de grano grueso y conglomerados de piedra pedernal que se destacan como lomos en el paisaje. Ellos anuentan nuevos movimientos orogénicos a raíz de los cuales los estratos de la serranía del Interior fueron plegados y expuestos a la erosión. Entre Barcelona y Piritú se formó en este tiempo una gruesa serie de conglomerados que consta en forma predominante de rodados de piedra pedernal y caliza. Entre los estratos conglomeráceos se observaron lechos de caliza arenosa con ostras, y esto evidencia que se trata de un conglomerado de resaca en la costa del foredeep,que se hallaban en estado de inmersión pronunciada. El foredeep limitaba al N dorectamente, a lo largo de una dislocación, con la montaña naciente que en su tiempo enlazó la serranía del Interior con Venezuela central y oriental, pero que hoy en día volvió a sumergirse debajo de la ensenada de Unare. Los conglomerados de El Pilar constituyen los cerros de San Bernardo al Sur de la ensenada de Unare y se extienden hacia el Sur hasta el lugar de

El Pilar. Los conglomerados se acuñan hacia el S, y hacia el E contra los estratos de Quimare del Mioceno Inferior a Medio que son prevalentemente terrestres, a juzgar por su composición de arcillas manchadas abigarradas, areniscas y esquistos carbonáceos con lechos débiles de lignito. Las intercalaciones de estratos marinos son de poco espesor y tienen su orígen en avances breves del mar venidos del E y que pronto se desvanecen con facies salobres. Hacia el final del Mioceno, vuelven a adquirir mayor importancia, areniscas de grano grueso y conglomerados de piedra pedernal que entre otros forman el Lomo de Dividive en San Mateo. Estos sedimentos acusan la reiniciación de movimientos orogénicos que progresan de N a S y finalmente plegan también los estratos del Terciario en el borde serrano. HEDBERG reune los depósitos pliocenos bajo el nombre de estratos de Sacual. Estos se componen de arcillas terrestres abigarradas con algunos lechos de arenisca y de conglomerado, que cubren los depósitos miocenos con una discordancia definida y pasan hasta encima del Cretáceo. En el borde SE de la serranía del Interior, en el espacio del campo petrolífero de Quiriquire que llevan en su base un yacimiento importante de petróleo (fig. 57). La discordancia basal en este caso tiene un significado especial porque pone en contacto la roca almacenadora superpuesta con los horizontes petrolíferos de los estratos yacentes, fuertemente dislocados del Oligoceno, haciendo factible así la inmigración del petróleo. En una última fase orogénica de la Cordillera Caribe, también los estratos de Secual fueron plegados en el borde serrano o al menos fueron alzados fuertemente. El relieve que formó la erosión está cubierto por las capas de Mesa que son gravas del Pleistoceno Inferior que se expanden en forma de abanicos hasta muy adentro de los Llanos. Durante el tiempo diluviano, abundante en lluvias, los ríos cortaron su lecho a través de los sedimentos de las mesas hasta el Terciario, y, en unión de los afluentes disectaron el terreno de la formación de Mesa en resíduos erosivos individuales de mayor o menor extensión.

Sobre la estructura tectónica de la sierra del Interior de Venezuela oriental solo se conocen algunos pormenores. LIDDLE ha proporcionado una sección geológica, verticalmente exagerada y esquemática que atraviesa la serranía desde Cumaná hacia Maturín y que va en ángulo

MAR CARIBE

GOLFO DE PARIA

Venezuela

Patos

Toco Bai

Galera Pt.

Matura

Hollis Water Res.

Laventille

Port of Spain

Manzanilla Pt.

Mt. Harris

Brasso

Pointe a Pierre

Mayaro

R. Claro

San Fernando

Princes Town

Brighton

St. Croix

Barrackpore

Lizard Spring

Point Fortin

Frizabad

Cuenca de Siparia

Cuenca de Erin

Los Bajos

Singuineau

Kapuire

Guayaguayare

Galeata Pt.

Cedros Bai

Palo Seco

Morne Diablo

Marac

Moruga

Negra Pt.

Erin Pt.

0 5 10 km

1

2

3

4

5

6

augitica. -

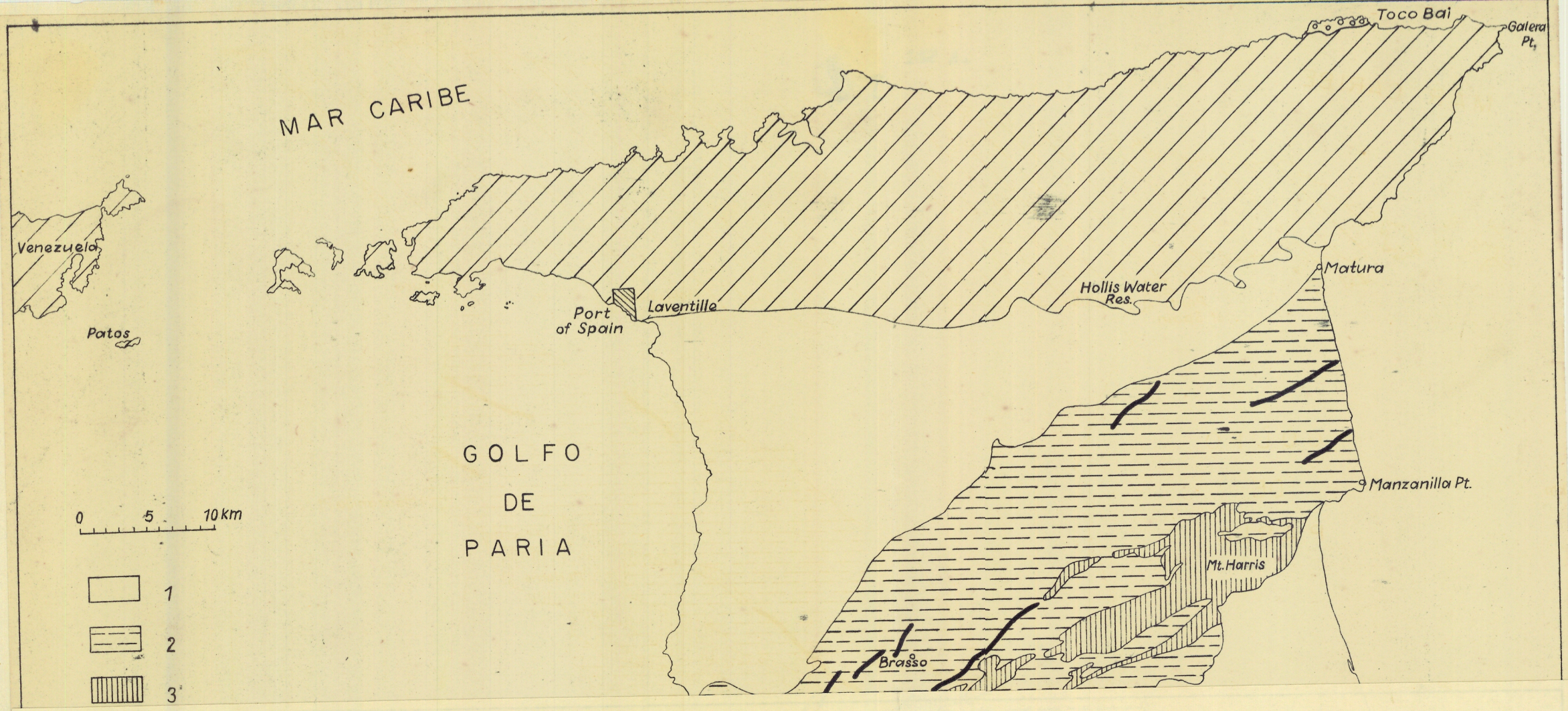


Fig. 58. Vista general de las estructuras de la Isla de Trinidad, esencialmente según LEHNER.
1 = Pleistoceno y aluvio; 2= Terciario posteoceno; 3= Cretáceo y Eoceno; 4 = Estratos mesozoicos y metamórficos de la cadena septentrional; 5 = Andesita - augítica. -

obtuso al rumbo de los pliegues. Según esta sección, la parte N principal de la serranía está formada por una zona sinclinal de Cretáceo, cuyos estratos están subplegados. En la parte S siguen varios anticlinales que finalmente están claramente invertidos al S y sobrescurridos localmente en el borde de la serranía sobre el Terciario. En la región al SW de San Antonio también ya se presentan escamamientos en el interior de la serranía, que se repiten varias veces y determinan una saliente curva del borde serrano hacia el Sur. En cambio al NW de Aragua de Maturín, una entrante de Terciario penetra profundamente a la serranía. En el Oriente, los pliegues de la serranía Interior se hunden en ancho frente a lo largo de fracturas escalonadas. Su prolongación allende el golfo de Paria puede esperarse en Trinidad, en parte debajo de la cuenca terciaria puesta entre las cadenas septentrional y central, pero en parte también en la cadena septentrional misma. Los pliegues septentrionales del continente en todo caso prosiguen dentro del rumbo hacia la cadena Norte, y así se puede explicar la presencia frecuente de estratos cretáceos fosilíferos en este ramal. Su rumbo casi E-W está determinado por fracturas descendentes que delimitan la cadena al S y N, a igual que en las serranías costeras del continente, y no coincide con el rumbo ENE de los estratos en su interior.

C. LA ESTRUCTURA DE LA ZONA SUBANDINA EN TRINIDAD Y EN LOS LLANOS

Además de estar recorrida por la cadena septentrional, la isla de Trinidad lo está por las cadenas central y meridional, las cuales están separadas por la cuenca terciaria meridional. Entre las cadenas central y septentrional se intercala la cuenca terciaria septentrional (fig. 58). Las cadenas central y meridional, las incluímos en la zona subandina en vista de que, si se prolonga su rumbo hacia el W, se observa que su presunta prolongación hay que buscarla en el continente debajo de los Llanos. En la cadena central por cierto, todavía hay Cretáceo, con un desarrollo que es muy semejante al de la serranía del Interior de la Cordillera Oriental (cuadro 3). Aun cuando los

estratos del Cretáceo Inferior, solo asoman escasamente a la superficie, fué posible determinar en Trinidad todos los pisos conocidos en el continente, sin bien en parte solo por fósiles de bloques entreverados en las margas del Cretáceo y en los conglomerados del Eoceno Superior, La presencia de la arenisca de Barranquín está enunciada por plantas características. A su techo corresponden los esquistos de Carriere cuya edad barremiana inferior fué determinada por KUGLER en la cadena central mediante hallazgos de Pulchellia, Karstenia y Ancyloceras. El Urgoniano está representado por la caliza de Cuche River con bivalvas, corales y Orbitolinas típicas. También los fósiles de bloques albergados en los esquistos de Chaudiere del Cretáceo Superior, recientemente descritos por COX (Journ. Pal. 28, 5, 1954), entre ellos Exogyra minos COQUAND, Pterotrigonia tocaimaana (LEA), proceden del Barremiano-Aptiano. Las margas de Maridale contienen belemnitas y bivalvas del Aptiano Superior. El Albiano Medio está indicado por calizas oscuras, gris azulosas con amonitas típicas. La parte baja del Cretáceo Superior ha sido reunida por KUGLER bajo el concepto de serie de Gautier y consiste en esquistos bituminosos con pirita y lentes de caliza. En Stack Rock, cerca de Point a Pierre, pueden estar intercalados lentes de caliza de arrecife, de los cuales se han encontrado bloques en Bon Accord y Plum Road, sitios de la cadena central, con una rica fauna de Caprínidos del Cenomaniano. La edad cenomaniana de la serie de Gautier pudo ser confirmada por BOLLI al determinar en ella Globotruncana apeninnica RENZ; además hay en esta serie amonitas características del Turoniano y del Coniaciano. También la bivalva pelágica Didymotis, diagnóstica para el Coniaciano en Colombia y Venezuela, se ha encontrado en Trinidad. Los estratos silíceos de Maparima Hill que prosiguen encima de los esquistos de Gautier, se correlacionan con la formación de San Antonio de Venezuela oriental. En Trinidad se distingue a este respecto una "argilita" dura y otra blanda. La primera está compuesta de calizas de placas, duras y de lechos silíceos que contienen Siphogenerinoides ewaldi (KARSTEN) y Globotruncana conica WHITE que determinan la edad como Campaniano. La argilita superior es areno-arcillosa y suele llamarse Arcilla de Hubson; ella lleva una fauna típica de foraminíferos de valva arenosa. En la cadena central, un

equivalente de la argilita son las margas de Railway Cut y de Lantarn cuya rica fauna de Globotruncana habla a favor de la presencia del Campaniano y del Maestrichtiano Inferior. Del Maestrichtiano sin embargo también se conocen areniscas glauconíticas con Sphenodiscus, etc. que se hallan como bloques en estratos del Eoceno Superior y del Oligoceno señalando la vecindad de una costa que probablemente se hallaba hacia el SW. En otros lugares, la sedimentación continúa sin interrupción, con estratos arcillo-margosos y abundante fauna de foraminíferos, desde el Cretáceo tardío al Terciario. Al piso del Daniano pueden corresponder las arcillas de Chaudiere con típica fauna de valva arenosa, y las margas de Lizard Spring en la cadena meridional. La fauna de foraminíferos que contienen estos estratos, es mixta. En ella ya no se hallan Globotruncanas, pero tampoco formas típicas del Terciario (cuadro 3).

Al comenzar el Terciario, el plegamiento y soliviantamiento de las cadenas deptentrional y central condujo al rechazo del mar hacia las cuencas sinclinales situadas entre las cadenas. La cuenca meridional, comprendida entre la cadena central y el margen N del escudo de La Guayana, que entonces se hallaba cercana a la actual costa Sur de Trinidad y todavía no estaba tan profundamente hundida bajo el delta del Orinoco como hoy; abarcaba un brazo marino que venía del E y se prolongaba hacia el W de la zona de los Llanos de Venezuela oriental. El curso de su costa está indicado por las calizas glauconíticas con Venericardia y por su típica fauna de macroforaminíferos paleocenos. En el SW de Trinidad se les conoce de la isla peñascosa de Soldado Rock situada en la punta SW, y también de la cantera de Maraca al W de Moruga, cerca de la costa. En el Norte, sobre los flancos Sur y Norte de la cadena central, solamente se han encontrado bloques de la caliza paleocena, en los conglomerados basales del Eoceno Superior; ellos nos indican que la costa distaba mucho. En la parte más profunda del golfo y entre los depósitos de caliza descritos, la sedimentación de las margas ricas en foraminíferos continuó sin interrupción desde el Cretáceo tardío (margas de Lizard Springs), hacia las margas de Navet del Eoceno Inferior y Medio, en cuya base el Paleoceno está indicado localmente por margas glauconíticas, con macroforaminíferos típicos. La edad eocena superior de las

margas superpuestas, llamadas Hospital Hill, está fijada por la presencia de Hantkenina alabamensis CUSHMAN que es dianóstica. En los bordes del golfo eoceno, solamente el Eoceno superior transgrede sobre las calizas del Paleoceno, o se coloca directamente sobre estratos del Cretáceo. Ahí hay un hiato que comprende el Eoceno Inferior y Medio, determinado en este lapso de tiempo por el plego-solivantamiento de la cadena central. Este movimiento además comprendió las calizas paleocenas, porque bloques de esta índole en asocio de rocas cretáceas se hallaron en los conglomerados basales del Eoceno Superior de Bontour, cerca de San Fernando, análogamente a Soldado Rock en el Sur. El mar del Eoceno Superior también transgrede en el borde N de la cadena central con bloques especialmente grandes de caliza paleocena y de rocas cretáceas que llevan la denominación de conglomerado de Plaisance, sitio vecino de Bon Acord; se tiene así la evidencia de que se trata de un conglomerado de resaca, en la costa acantilada de la cadena.

En la cuenca meridional, la misma distribución de facies como la acabamos de conocer del Eoceno, se sostienen durante todo el Oligoceno y Mioceno. En el interior de la cuenca se depositan margas y arcillas con abundancia de foraminíferos (formación de Cipero) cuyo caracter pelágico se acentúa ocasionalmente por intercalación de tierra de radiolarios y diatomeas, así como de margas con pterópodos. La escasez notable de formas bentónicas en la fauna de foraminíferos en comparación con las pelágicas, como también la presencia de conchas (Thyasiara y otras) en concreciones de arcillas del Mioceno Inferior, cuyos parientes habitan hoy solamente profundidades marinas mayores, anuncian que estos sedimentos fueron depositados en aguas relativamente profundas. Aparte de esta facies, en los dinteles de la cuenca y en el espacio de la futura cadena meridional, se forman depósitos de aguas pandas, como calizas de Orbitoides y arrecifes coralinos. En vista de la escasez de microfósiles, que están circunscritos a los sedimentos de agua panda, la subdivisión estratigráfica de los estratos arcillo-margosos de la facies de la cuenca, queda radicada enteramente a la determinación de microforaminíferos. A la subdivisión de la parte oligocena se aplicaron representantes de las Globigerinas y

a la del Mioceno, Globorotalias. En los pormenores, sinembargo, la subdivisión estratigráfica, como lo demuestra la más reciente recopilación de KUGLER, todavía es muy inestable, y aún no hay acuerdo completo sobre el límite del Oligoceno con el Mioceno. Sobre todo, la paralelización de los depósitos muy fosilíferos de la facies de la cuenca, con los de la cadena central ocasiona grandes dificultades. En el vorland meridional, las arcillas y margas de la cuenca están engranadas con las margas mas arenosas de Nariva. Como se desprende de la figura de KUGLER (fig. 59), éstas están distinguidas, especialmente en la parte superior, por intercalaciones de bloques de rocas más antiguas, a las cuales volveremos a referirnos al discutir la constitución tectónica. De todas maneras, anuncian nuevos movimientos de alzamiento y de denudación fuerte de la cadena central en la transición del Terciario Inferior al Superior; por este motivo, las diferencias de facies se acentúaron aún más. En la cuenca septentrional, colocada entre las cadenas central y septentrional, se depositan durante el Mioceno sedimentos areno-arcillosos que contienen abundantes moluscos. En la cadena central, transgreden y traspasan a veces a calizas. Localmente se trata en los bajos, de lentes de caliza de arrecife con corales y Lithothamnium que fueron dete por el relieve de la cadena cuando ésta todavía no estaba bien emparejada. En la cuenca del Sur, se mantiene la deposición de estratos marino-arcillosos con abundancia de foraminíferos. En su margen S, en cambio, la proximidad de la costa se hace sentir a raíz del aumento de material arenoso. En la base del Mioceno aún logra intervenir ahí una breve regresión porque la arenisca de Herrera transgrede con conglomerados de piedra pedernal sobre estratos del Oligoceno, de diferente edad. El arrastre de arena desde el Sur, continúa durante todo el Mioceno, y las lenguas arenosas avanzan repetidas veces dentro de las arcillas de la facies interior de la cuenca; estas intercalaciones de arena, albergan los yacimientos principales de petróleo de la isla. Las hojas que fueron transportadas por el agua, y las areniscas litorales de Morugas del Mioceno Superior con ricas faunas de moluscos que se hallan en el SE de la isla, acusan proximidad de la costa. Al comenzar el Plioceno, tuvieron lugar los últimos movimientos orogénicos que produjeron los pliegues individuales en la

cuenca meridional, y el sistema de pliegues de la cadena meridional. En el séquito de estos movimientos, toda el área de la isla se volvió tierra y estaba comunicada con el continente suramericano. La presencia de conchas de agua dulce en el Plioceno de Trinidad, peculiares del continente o que lo fueron, respalda esta suposición.

Mientras que las condiciones estrati ráficas y de facies inscritas en los estratos del Cretáceo y del Terciario, han podido definirse ampliamente, poco se ha publicado sobre la constitución tectónica de las cadenas central y meridional. La carta geológica de WARRING sobre la isla de Trinidad permite reconocer que la cadena central está extraordinariamente afectada por fallas transversales y de rumbo. Los estratos cretáceos del núcleo emergen con más fuerza en la parte oriental de la cadena y forman dos pliegues mayores invertidos al Sur, de los cuales el más meridional está sobrescurrido directamente sobre el Mioceno. El núcleo cretáceo del pliegue septentrional, muy perturbado se sumerge, junto con la cubierta terciaria del flanco N en la ensenada de Manzanilla por medio de fracturas escalonadas. La sección geológica que habíamos publicado (I, fig. 66) y que pasa por el ala N de la cadena central, cerca de su término E, deja reconocer claramente la transgresión de las lutitas del Eoceno superior sobre el Cretáceo y la colocación discordante de los estratos del grupo Brasso del Mioceno Inferior hasta sobre el Cretáceo. Todos estos estratos de la cadena central fueron plegados en conjunto al comenzar el Plioceno, pero pronto traspasa a posición llana en la cuenca terciaria que sigue al N. Hacia el W, el lomo principal de la cadena central adquiere progresivamente más estructura imbricada. Está formado de una o varias glebas que buzan bruscamente al N y que constan de Cretáceo y Terciario Inferior; cada vez, la más meridional está sobrescurrida al Terciario Superior. El margen de sobrescurrimiento, en dislocaciones transversales, frecuentemente está corrido notablemente por traslaciones de exfoliación. En el Monte Harris, se separa en la parte E de la cadena central, un pliegue con núcleo cretáceo que también está subrescurrido al Sur sobre el Terciario Superior, y que corre paralelo a la cadena principal, estando separado de ella por una faja sinclinal de Terciario Superior. Aún después de sumergir este pliegue, la estructura está indicada más hacia el W,

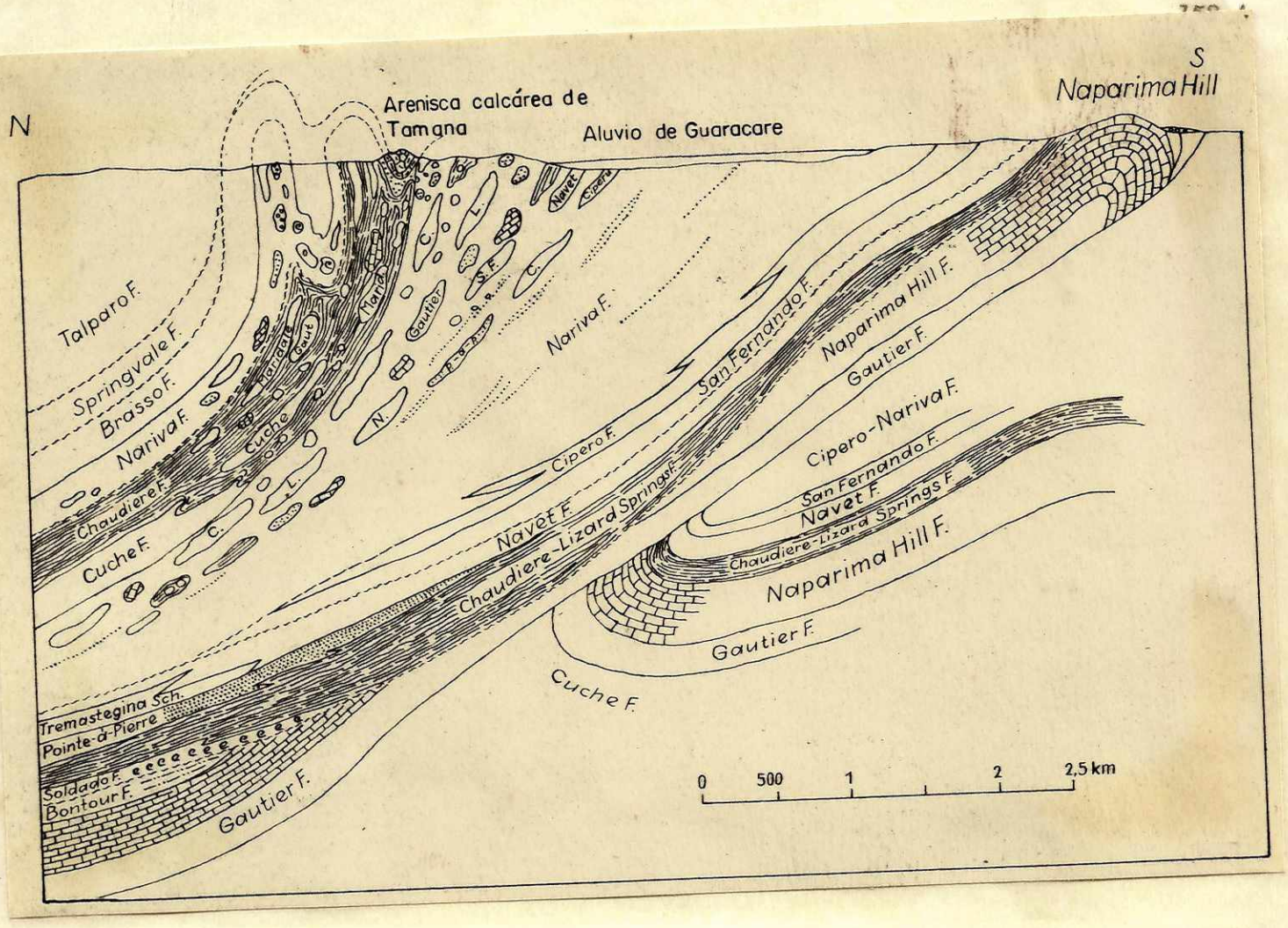


Fig. 59.- Sección geológica de la cadena central en Point a Pierre, hacia la loma de Naparima en San Fernando, según KUGLER. Las calizas paleocenas de Chaudiere han sido escurridas en la margen sur de la cadena central sobre los estratos oligocenos de Nariva. Ambos grupos de estratos muestran estructura de Wildflysch (torrencial), con interposición de bloques y glebas de estratos más antiguos. Esta estructura se explica según KUGLER por corrientes submarinas en pendientes bruscas.

por ocasionales afloramientos del Cretáceo que llegan hasta la región de San Fernando en la costa poniente. Ahí, la argilita forma un anticlinal erguido, algo invertido hacia el Sur, y empujado sobre las arcillas oligocenas del ala NW del sinclinal antepuesto de Naparima. Recient mente, KUGLER ha publicado una sección esquemática del término occidentral de la cadena central (fig. 59). Ella muestra el sobrescurrimiento del anticlinal de Naparima Hill como también el de la cadena central, erguidamente convulsionada, sobre los estratos de Nariva. KUGLER explica las glebas y los bloques de rocas mas antiguas que se hallan, con respecto al sobrescurrimiento, en la parte alta de las arcillas yacentes de Nariva y en las arcillas superpuestas de Chaudiere, por deslizamientos submarinos que primero atacaron y arrastraron rocas mas jóvenes y luego, rocas más antiguas. Esta explicación halla cierto respaldo en el dibujo de KUGLER porque en las arcillas de Nariva, las rocas más jóvenes del Eoceno y del Cretáceo Superior se encuentran en la parte más baja, mientras que hacia arriba se presentan rocas siempre mas antiguas del Cretáceo Inferior. Las rocas antiguas del Cretáceo por lo tanto provendrían del núcleo del pliegue sobrescurrido y habrían sido presionadas dentro de las arcillas acompañantes durante el sobrescurrimiento y el estrujamiento del lado central.

También en la propia cuenca meridional se presenta una faja compuesta de varios pliegues, que se manifiestan poco en la superficie y cuya trayectoria pudo ser determinada tan solo por las numerosas perforaciones hechas en este espacio. La faja comienza tierra adentro de la bahía de Mayaro con dos plegamientos en estratos miocenos. Mientras que el meridional se hunde pronto al W, a la central se asocia otra más septentrional. La central muestra estratos mas antiguos y en su núcleo aparecen sobre la superficie el Oligoceno, y al E de Princes Town, también el Eoceno con facies margosa. Hacia el W, los pliegues se separan más y aumentan en número,por intercalación o por ramificaciones. También el renombrado lago de asfalto de Princes Town llega, en calidad de anticlinal de Fizabad hasta la falla de Los Bajos, a la cual nos referiremos luego. La cadena meridional está formada de una serie de lomos anticlinales que resaltan mejor en el paisaje; sinembargo, el

sistema no llega a tener ni la altitud ni la unidad de la cadena central (fig. 58). La cadena meridional se inicia en el E con el anticlinal de Lizard Springs, que hace factible en el codo de su extremo NE, una derivación del sistema de pliegues de la cuenca meridional a la cual hemos aludido anteriormente. En su prolongación se levanta mas al W el domo de Sanguineau con núcleo oligoceno. Entonces sigue con algo de desplazamiento septentrional, el soliviantamiento cupulosa prlongado de Morne Diablo que posee localmente un núcleo eoceno-oligoceno. En todas estas estructuras, los estratos del flanco S son mas erguidos y menos gruesos que en el ala N. Dislocaciones transversales con desplazamiento exfoliado, otra vez desempeñan un papel de más importancia que en la faja de pliegues de la cuenca meridional. Al E de Moruga, una serie de otros anticlinales con núcleo oligoceno se intercala entre la faja anticlinal descrita y la costa Sur; el mas meridional, llamado estructura Guayaguayare, es petrolífero. La parte oriental de la estructura de Morne Diablo va antepuesta al W de Moruga por el anticlinal de Marc, la única estructura en cuyo núcleo la caliza paleocena de Venericardia llega a la superficie. La erguida gleba de caliza parece haber sido presionada hacia arriba en forma diapírica a través de las margas oligocenas. La puntaSW de Trinidad está separada del tronco de la isla por la falla de los Bajos que corre desde Punta Ligoure en la costa NW con rumbo ESE hacia la costa Sur donde desaparece a la vista al W de Negro Point. Esta dislocación que fué descrita en detalle por WILSON, corta a través las estructuras plegadas aludidas y las traspone horizontalmente en un trayecto bastante considerable. La cuenca sinclinal de Siparia, localizada entre los anticlinales de Morne Diablo y de Fizabad, halla su prolongación occidental en la cuenca de Erin que está desplazada al WNW a lo largo de la dislocación. Así queda aclarado, que en esta dislocación importante, han tenido lugar principalmente desplazamientos horizontales de dimensiones considerables. El anticlinal de Fizabad, al encuentro con la dislocación, adopta el rumbo WNW de ella y le sigue en calidad de un anticlinal arrastrado hacia arriba cuyo flanco SSW va cortándose en la dislocación, según se reconoce mediante las isopacas de la arcilla intermedia del grupo

de Forest del Mioceno Medio en la carta de WILSON. Los movimientos verticales de la dislocación fueron de columpio; la cuenca de Erin se hundió y por esta razón es mas abierta que la cuenca de Siparia; en cambio, el extremo SW de la cadena de Morne Diablo fué alzado. El comportamiento de la estructura de Fizabad, en la falla, nos parece indicar que su formación tuvo lugar simultáneamente con el plegamiento, ya que de otra manera no sería explicable la estructura de Fizabad. Con WILSON, consideramos posible que la dislocación, los movimientos horizontales en ella y los altos secundarios de distensión (Santa Flora, etc.) en el ala SE de la cuenca de Erin, están relacionados con movimientos descendentes en el subsuelo del delta del Orinoco. En los alrededores de la dislocación de Los Bajos, se hallan situados los campos petrolíferos más importantes de Trinidad; es evidente que las condiciones tectónicas especiales fueron muy favorables para la acumulación y el aprisionamiento del petróleo en las arenas miocenas. A lo largo de la parte occidental de la costa Sur, corre una estructura de estratos miocenos convexa hacia el N queestá indicada en Erin Point; también en Islet Point que entra por Galpha Point a la punta occidental de la isla de Trinidad. Esta se destaca por numerosos volcanes de lodo, en parte submarinos y se diferencia por su dirección aproximada E-W de la mayoría de las estructuras de la isla. Mas o menos en su prolongación W, sobresale del mar,hacia el Sur del golfo de Paria en la mencionada isla de Soldado Rock. Ella es el resíduo de erosión del ala N de un anticlinal compuesto de estratos paleocenos y eocenos y fué motivo de investigaciones detenidas de parte de KUGLER (I, fig. 64). Según hemos visto, a excepción de la cadena septentrional, la isla de Trinidad está recorrida por tres ramas de pliegues, separados entre sí por sinclinales mas o menos anchos en donde los estratos adoptan buzamiento suave. Los pliegues generalmente presentqn inversión al S lo que conduce con frecuencia a sobrescurrimientos. Este cuadro es típico para un plegamiento del vorland (orla) tal cual es corriente para la zona subandina del margen oriental de Los Andes. Si prolongamos esta zona del vorland hacia el continente de Venezuela, entonces nos damos cuenta de que viene a pasar cerca del borde Sur de la serranía del Interior, y que la cuenca de los Llanos se

extiende en el continente todavía mucho mas al Sur, hasta donde el basamento del escudo de La Guayana se levanta a orillas del Orinoco.

Los "Llanos" de Venezuela y la región de las planicies situadas dentro del borde cordillerano, el Oronoco y su afluente, el Apure, quedan divididos en dos cuencas por la prominencia de El Saúl a la cual nos referimos atrás. La calificación de geosinclinal para estas cuencas, no nos parece muy adecuada porque ellas solo representan la parte marginal meridional del geosinclinal Caribe que fué plegada y erigida durante el Terciario al formar la montaña Caribe. Cierto es que la región marginal, durante la erección de la montaña Caribe se hundió en forma de foredeep, dentro del cual tuvo lugar una acumulación de varios miles de metros de sedimentos que, sinembargo, ya no sufrieron plegamiento propiamente, según veremos. Observemos primero la cuenca oriental cuyo subsuelo se llegó a conocer ampliamente por las múltiples perforaciones de los últimos años. Dichas perforaciones demostraron que la superficie del basamento desciende bastante pareja desde el Orinoco hacia la parte profunda de la cuenca de Los Llanos. Según se vió, la mayor profundidad se hallaba al principio del Terciario en el borde andino y se desplazó durante este período más y más hacia el Sur, hasta emplazarse en el Plioceno mas o menos en el borde Sur del tercio septentrional de la envergadura de la cuenca. En dirección E-M, la profundidad de la cuenca disminuye progresivamente hasta anularse en el soliviantamiento del basamento del dintel del Baúl. Volvamos a dirigir nuestra atención a la consistencia del relleno sedimentario, acerca del cual estamos bastante bien orientados por los trabajos de HEDBERG, SASS y FUNKHAUSER en la parte oriental de la cuenca, y por PATTERSON y WILSON de la parte occidental. Los sedimentos mas antiguos que se hallaron en las perforaciones, aparentemente solo están conservados en las depresiones o en los entreplegamientos, respectivamente escamamientos, del basamento. Solo se les encontró en los sondeos mas meridionales que llegaron hasta el basamento. HEDBERG distinguió dos grupos de estratos. Los más antiguos, con un espesor máximo de 90 m, son los de Hato Viejo, compuestos de areniscas de grano grueso, rojizas, con lentes de conglomerados, y menos expandidos que los estratos superpues-

tos de Carrizal que en su mayoría constan de esquistos arcillosos rojos y areniscas de grano fino. La participación ocasional de glauconita y de restos de peces parecen hablar en favor de un origen marino. Ambos grupos de estratos evidentemente son equivalentes a la serie de La Quinta de Venezuela occidental y están mas fuertemente dislocados que los estratos cretáceos que transgreden encima. Estos fueron reunidos por HEDBERG bajo la denominación de serie de Temblador. Ella comienza en el Oriente, o sea en el Estado de Anzoátegui, con areniscas de grano grueso y esquistos manchados abigarrados, encima de las cuales la transgresión del Cretáceo Superior está indicada por calizas glauconíticas y a veces dolomíticas que contienen conchas (Neithea, Rudistas y otros) y van superpuestos por esquistos oscuros glauconíticos con intercalación de arena. Se trata de sedimentos próximos a la costa cuyo espesor aumenta rápidamente hacia el interior de la cuenca. Las perforaciones del campo de Tucupita probaron su existencia también debajo del delta del Orinoco, cerca de su borde occidental. Al Oeste, en el Estado de Guarico, el grupo de Temblador es más potente en el recinto del campo de Mercedes y está mas variadamente constituído, lo cual puede guardar relación con la posición más próxima al centro de la cuenca. Encima de los esquistos arcillosos sigue primeramente un complejo de esquistos negros, carbonáceos con Inoceramus y Foraminíferos, que traspasan hacia arriba a areniscas glauconíticas. Tan solo encima de estos estratos prosigue una caliza densa gris,a veces glauconítica. Esta caliza de Infante y los esquistos son paralelizados por PATTERSON y WILSON con los estratos de La Luna de Venezuela occidental que pertenecen al Turoniano y Cenomaniano. Encima todavía hay un grupo de estratos de unos 100 m de grueso, compuestos de areniscas y esquistos con lechos de lidita que contienen huesos y escamas de peces. Este grupo, equivalente a la argilita de Trinidad como también a estratos silíceos semejantes de Venezuela occidental, representa el Senoniano Superior. Hay la apariencia de que la caliza cenomaniana de rudistas con que transgrede el Cretáceo, se halla ausente en Guarico y la transgresión no se inicia sino en el Turoniano; en contraposición, el Senoniano de Anzoátegui parece estar presente en la parte meridional de la cuenca.

En las perforaciones del margen meridional de la cuenca de los Llanos, el Paleoceno no sólo no se encontró, sino tampoco el Eoceno se presentó en el Oriente sino en los sondeos de los campos de Anaco, es decir más al Norte. Ahí está representado por areniscas grises con intercalaciones delgadas de esquistos carbonáceos, que pueden corresponder a los estratos de Naricual del borde N de la cuenca. En Guarico quisiéramos considerar también las areniscas de Pascua como equivalentes de los estratos de Naricual; ellas van superpuestas por esquistos, tan pronto carbonáceos con restos de plantas, como salobres con foraminíferos salobre-marinos. La arenisca de Carumén de KAMEN KAYS de la región al S de Ortiz, muy probablemente es un equivalente de la arenisca de Pascua. Tan solo en el Oligoceno, se vuelven a producir avances por lo general dilatados del mar hacia la cuenca de los Llanos. Se trata de transgresiones de poca duración que siempre vuelven a alternar con sedimentos salobres y terrestres. Esta alternancia contínua evidentemente fue motivada por el aporte de arenas al N que sobrepasaron temporalmente la profundización de la cuenca. La sucesión de areniscas, arcillas con arena fina y arcillas esquistosas que tiene un espesor de mas de 3000 m y que localmente lleva mantos delgados de lignito, se ha llamado en Anzoátegui estratos de Oficina, y en Guarico estratos de Chaguaramas. De acuerdo con su fauna de foraminíferos, llegan hasta el Mioceno Inferior. En Guarico, se intercalan todavía en la base los esquistos marinos de Robles cuyo espesor se reduce considerablemente hacia el NE, contra el borde de la serranía. PATTERSON y WILSON juzgan que esta transgresión puede haber venido desde el NE o sea desde la región de la actual ensenada de Unare. El Mioceno Superior está representado hacia el Oriente por los estratos de Freites, que también consisten en una alternancia de capas arenosas y arcillosas. En su base hay moluscos marinos; hacia arriba, los estratos son salobres y finalmente estériles en fósiles. Esta formación, lo mismo que las partes mas altas de los estratos de Oficina, solo está conservada en el sector mas oriental de Guarico. En Anzoátegui, encima de los estratos de Freites, todavía siguen discordantemente los estratos de Sacual, pero solo se conservan en una zona sinclinal de la parte N de la cuenca. Finalmente, los depósitos de Mesa se colocan en discordancia sobre todos los demás estratos.

Ahora, en las estructuras que recorren la cuenca oriental de los llanos y contrastando con otros sectores de la faja subancina, se presentan solo contados pliegues que se separan del borde de la montaña o se hallan directamente antepuestos a ella; se presentan como cordones de cerros (tabla 5d). Mas hacia el interior de los llanos, las estructuras terciarias frecuentemente están ocultas debajo de los sedimentos modernos, pero aún en sitios donde los estratos del Terciario llegan a la superficie, resaltan morfológicamente muy poco. A pesar de ésto, algunas estructuras, como por ejemplo los domos en el sobrescurrimiento de Anaco, pudieron determinarse con las fotografías aéreas, pero el resto fué necesario identificarlo con métodos geoffsicos. Como es característico para todas las estructuras plegadas de la zona subandina en el borde de la montaña, están abiertos al SW en ángulo en los Llanos de Venezuela; en cambio al SE en los sectores de la cordillera. Una ramificación de las estructuras llaneras desde los pliegues del margen de la montaña, no se puede reconocer directamente, y tampoco es posible concebirla como disfiladeros de determinadas fajas de plegamientos de la isla de Trinidad. El pliegue mas oriental sobre el continente se halla en la esquina N del delta del Orinoco. Este anticlinal de Pedernales es relativamente erguido y dislocado por fallas. Según MENCHER, su núcleo fué empujado hacia arriba diapíricamente, de manera semejante a como sucede en algunos sitios conocidos de la cadena meridional de Trinidad. Mas tierra adentro, se incia al W de Maturín una faja de solevantamientos con rumbo WSW en cuyo espacio se hallan los campos de Jusepín y Santa Bárbara. El primero está determinado por un anticlinal con el ala meridional erguida y dislocada; el campo procede de los estratos oligocenos de Carapita, del flanco meridional erguido. Es posible que la zona dislocada de los campos de Anaco, de mas de 60 km de longitud, sea la extensión SW de la zona que acabamos de discutir. Se trata de un sobrescurrimiento de pliegues mas o menos suaves, donde el vértice del ala sobrescurrida NW, presenta varios soliviantamientos domales que suelen poseer un doble núcleo en donde asoman los estratos de Oficina. El petróleo está en las arenas de los estratos de Oficina y de Merecure. Mientras que las estructuras referidas hasta ahora están relacionadas con el desvanecimiento de los movimientos plicativos en la

orla, las que determinan los campos petrolíferos al S de los Llanos, obedecen a otra causa. En el caso del campo de Tucupita, situado en el borde W del delta del Orinoco, y en el del campo elongado de Temblador al W, se trata de fallas antitectónicas con buzamiento fuerte al Sur; en ellas el ala septentrional está hundida, de manera que el petróleo quedó aprisionado en las arenas de los estratos de Oficina que buzan suavemente al E. Al W del campo de Temblador, pero con algo de desplazamiento al N, están los campos de Guara y la Oficina, y antepuestos a éstos, los de Mipa y Chimire cuyos yacimientos petrolíferos también están determinados por dislocaciones. También en esta parte, las dislocaciones principales son paralelas al margen meridional della cuenca, pero desde que la cuenca también se alzó en dirección occidental, las estructuras de rumbo WSW tienden a curvar en dirección WNW. Aparte de estas dislocaciones, se presenta un segundo sistema de saltos que tienen rumbo NW. En la mayoría de las dislocaciones, la sección de estratos que mira hacia el interior de la cuenca, se ha hundido, pero también se presentan movimientos de levantamientos. Coincidimos con MENCHER en que estas dislocaciones de la vecindad del borde S de la cuenca de los Llanos, deben su existencia a distensiones, ocasionadas por los movimientos descendentes de los estratos hacia el interior de la cuenca. Pero tampoco nos parece del todo imposible que, debajo de éstas, se halle oculto un descenso de escalón en el declive de la superficie del basamento. Para información más pormenorizada del proceso tectónico, remitimos la descripción de BUCHER. Sorprendentemente, también los campos petrolíferos de Guarico, a pesar de hallarse en el interior de la cuenca, están determinados por un mosaico de fallas de distinta orientación, entre las cuales sin embargo vuelven a predominar las de rumbo E-W. Esto puede estar conectado con el hecho de que el basamento no solo se levanta hacia el Sur sino también hacia el W, contra el dintel de El Baúl.

Este dintel, según toda apariencia, es de gran importancia para las condiciones de sedimentación en la cuenca occidental de los Llanos, que ahora la cuenca de Apure, en el sentido de que impidió el progreso del mar oligo-mioceno hacia el W. En el borde andino, solo los sedimentos paleocenos y eocenos todavía tienen desarrollo marino;

todos los subsiguientes son terrestres y es de suponer que lo mismo ocurra dentro de la cuenca. Aunque esta región ha sido explorada recientemente en busca de petróleo, y se han hecho perforaciones hasta ahora solo algunas de éstas (campo de Silvestre)lo han encontrado en la parte Norte, al SE de Barinas en los esquistos y calizadas todavía gruesos del Cretáceo, que subyacen el Terciario. Sobre las condiciones estratigráficas y estructurales todavía no hay pormenores publicados.

D. OBSERVACION RESUMIDA SOBRE LA CONSTITUCION GEOLOGICA DE LA CORDILLERA CARIBE EN VENEZUELA Y SU RELACION CON LAS ANTILLAS

La Cordillera Caribe de Venezuela es la extensión oriental de la sierra de Mérida y por consiguiente de la rama oriental de la virgación de la Cordillera Oriental de Colombia. Todas estas tres cadenas han sido plegadas y erigidas en el Terciario desde un geosinclinal uniforme. El desarrollo de los depósitos mesozóicos es el mismo en todo el geosinclinal caribe. El Triásico y el Jurásico están representados en forma predominante por sedimentos terrestres y muchas veces por depósitos volcánicos, pero en Colombia se presentan transgresiones marinas durante el Triásico Superior y el Liásico que parecen expanderse furtivamente hasta Venezuela oriental. Tan solo en el Cretáceo Inferior aparecen condiciones marinas generales de mayor duración que persisten hasta el final de este período, con interrupciones cortas en el Albiano Superior y en el Senoniano Superior. Tanto en lo que se refiere a la constitución de las rocas como en lo que atañe al contenido de fósiles, los grupos de estratos muestran un desarrollo muy similar en todo el espacio sedimentario. Los primeros movimientos orogénicos en la transición del Cretáceo al Terciario, están indicados por un sedimento muy característico que está distribuído en depósitos individuales desde Trinidad hasta la ladera W de la Cordillera Oriental de Colombia que da hacia el valle del Magdalena. Son las calizas arenosas frecuentemente glauconíticas del Paleoceno con su típica fauna de Numulites-Orbitoides, las cuales anuncian el receso del mar como conse-

cuencia de la emersión de la cordillera. Encima de ellas se presentan hiatos o depósitos terrestres del Terciario Inferior que es frecuentemente carbonífero. Se ha querido utilizar como diferencia entre la sierra de Mérida y la Cordillera Caribe el carácter metamórfico de los estratos de esta última, pero el metamorfismo ya se presenta en los desfiladeros de la sierra de Mérida. Tampoco la aparente ausencia de estratos paleozoicos en la Cordillera Caribe, prueba una diferencia sustancial; primeramente no ~~sé~~ está establecido que debajo de los estratos mas metamórficos de la cadena costera no existan formaciones paleozóicas, y luego se trata de un argumento que no tiene que ver con el geosinclinal mesozoico y que se puede explicar muy sencillamente por el alzamiento más pronunciado y la denudación más profunda del basamento premesozóico.

En la Cordillera Caribe se pueden distinguir una zona axial y otra zona marginal meridional que están compuestas de sedimentos mesozóicos inalterados. La última zona es angosta en el W, pero en anchura gana hacia el E, de manera que en Venezuela oriental le pertenece la serranía del Interior. Es de suponer que también exista una zona septentrional de sedimentos mesozóicos, pero ella estaría hundida en el mar Caribe. Esta suposición se respalda con la extensión hacia el mar de sedimentos cretáceos localizados entre los ríos Tocuyo y Yaracuy, en el sector NW de la zona axial. En esta zona todavía se pueden distinguir entre una zona de rocas menos metamórficas cuya edad mesozóica está confirmada ahora por hallazgos de fósiles, y otra con un núcleo en que las rocas cristalinas se yerguen exponiendo neis granítico, neises y esquistos cristalinos, que sin embargo están localmente cubiertos por los sedimentos menos metamórficos. La zona nuclear cristalina vuelve a emergir, según se vió en la isla Margarita, allende la imersión de la cadena de la Costa producida por el derrumbe fracturado de la bahía de Unare. La isla de Tobago que se halla en su prolongación y es una avanzada hacia el Océano Atlántico, en cambio, está constituída totalmente de sedimentos metamórficos que, a pesar de su estado, pueden pertenecer al techo del núcleo cristalino. Además de esta isla, un resto de la Cordillera Caribe se halla conservado en la

isla Barbados, situada a 200 km al NE de aquella. Este resto pertenece al borde de su zona sedimentaria septentrional y está formada de estratos del Terciario inferior, erguidamente plegados. Es el mérito del geólogo suizo A. SENN, quien desapareció tan tempranamente, de haber aclarado vastamente la historia de esta isla de alto interés geológico. Las rocas mas antiguas que afloran en Barbados corresponden a la potente formación de Scotland que está compuesta de una alternancia de esquistos arcillosos y areniscas tiernas, y que contienen, principalmente en la parte alta, una fauna típica de Nummulites-Discocyclinas del Eoceno inferior que fué determinada por Mme. de CIZANCOURT y VAUGHAN. Es un depósito sinorogénico, semejante al Flysch, cuyos minerales pesados nos indican que, en el tiempo de su generación, el múcleo cristalino de la cadena Caribe situado a distancia en el Sur, ya había sido despejado por la erosión. Por lo tanto SENN supone que los estratos Scotland fueron depositados en un foredeep septentrional de la cadena y le fueron agregados a ésta a raíz de una segunda fase plicativa que ca al Eoceno Medio. Los estratos muestran una constitución complicada de pliegues, cuyos sobrescurrimientos erguidos se dirigen con rumbo N 60° E al Océano Atlántico. Sobre los pliegues denudados de los estratos de Scotland se coloca en discordancia una secuencia, llamda formación Joe River cuya estructura caótica es referida por SENN a la actividad de volcanes de lodo. Ella contiene bloques de una caliza arenosa gruesamente clástica, con fauna paleocena de foraminíferos. Se trata de equivalentes de la caliza de Soldado Rock en Trinidad que forma evidentemente la base de los estratos de Scotland, pero la caliza no se ha encontrado in situ. Entre estos bloques también se hallan peñascos de rocas del Cretáceo Superior y ello aclara que la erección de los estratos cretáceos en el flanco N de la Cordillera Caribe ya estaba consumada en el inicio del Terciario. La historia más joven de la isla está determinada por movimientos epirogénicos y no tiene nada en común con la de las Antillas Menores, situadas al Oeste. Los derrames de lodo de los estratos de Joe River, están superpuestos por la muy conocida formación Oceanic que no está sino débilmente dislocada y corresponde al Eoceno mas joven y al Oligoceno Inferior. Ella está compuesta de margas de Globigerinas con contenido de Radiolarios que, por el aumento de éstos traspasan a

arcillas de radiolarios en alternancia con margas de globigerinas, para luego convertirse otra vez por el predominio de globigerinas, en margas de globigerinas. El foredeep de entonces de la Cordillera Caribe por lo tanto fué sumergido considerablemente, con posterioridad al plegamiento erectivo y de denudación, si bien las arcillas de radiolarios, con los intermedios margosos, no se pueden interpretar de inmediato como sedimentos abisales. Bancos de ceniza entre las arcillas y margas de radiolarios, son el primer anuncio de la erección en el Occidente de las Antillas Menores volcánicas. Estas por lo tanto son claramente más jóvenes que la Cordillera Caribe y, como lo dijimos repetidamente, nada tienen que ver con ésta. La Cordillera Caribe en verdad se dirije con su núcleo cristalino y sus flancos sedimentarios, en el espacio entre Barbados y Trinidad y muy al Este de las Antillas Menores, hacia el Océano Atlántico. Cierto doblamiento de esta Cordillera hacia el NE está indicado por el rumbo de los esquistos metamórficos en la parte septentrional de la isla Tobago y por los pliegues de los estratos de Scotland en Barbados. De acuerdo con SENN, también en dos lomos del fondo marino que se desarrollan con rumbo NE sobre la prlongación de la cadena septentrional de Trinidad y de la isla Tobago, se puede ver un respaldo para la suposición de un doblamiento de rumbo de la Cordillera Caribe. Como además la montaña plegada de las Antillas Mayores, al llegar al Océano Atlántico vía de las islas Vírgenes y de la isla de Sta. Martin, permite reconocer un doblamiento en dirección mas al NE, según lo explicamos en 1951, sería posible que ambas cordilleras hicieran conjunción en el espacio del Océano Atlántico.

De acuerdo con lo expuesto, el geosinclinal Caribe va delimitado en el Sur por el viejo escudo precambriano de la Guayana y en el N por la masa terrestre de Caribia. Esto quiere decir que la Cordillera Caribe fué plegada y erigida dentro de un geosinclinal colocado entre dos antiguas masas continentales; el estado metamórfico de los sedimentos lo referimos al plegamiento mas intenso provocado por estas circunstancias que, a su vez y exceptuando los estratos basales, provocaron, salvo algunos casos, el metamorfismo dinámico, sin aporte de materia. El borde meridional de Caribia está conservado en las penín-

sulas de La Guajira y de Paraguaná que son avanzadas hacia el Caribe del continente suramericano, y en lo demás, la vieja tierra está sumergida en el mar Caribe, a excepción de las islas de las Antillas del Sur. Bajo esta denominación se pueden reunir las islas holandesas de Aruba, Curazao y Bonaire, como también las islas menores situadas más al Este antepuestas a la costa N de Venezuela. Estas islas que resurgieron del mar, nos dan noticia de una montaña plegada que fué formada en la transición del Cretáceo al Terciario en la márgen Sur de Caribia. Por medio de los trabajos de L. RUTTEN y de sus discípulos estamos bien aleccionados acerca de la historia geológica interesante de estas islas de las cuales damos aquí un breve resumen. En las Antillas del Sur no acaece la transgresión sino en el Cretáceo Superior con rocas volcánicas básicas puestas sobre el viejo basamento de Caribia. Este consiste en las islas Orchilas de neis, micacitas, filitas y cuarcitas es uistoseadas, entre cuyas rocas se presentan intrusiones de granitos bimicáceos. En tanto la serie eruptiva del Cretáceo, compuesta de diabasas y rocas porfiríticas solo están conservada en resíduos erosivos de las islas menores que cubren el basamento, ella tiene mayor espesor en Bonaire y Curazao; los radiolarios y las calizas con foraminíferos hablan en favor de orígen marino. Sobre las rocas eruptivas transgrede el Senoniano Superior con conglomerados basales y con calizas de rudistas y corales de agua panda que también se conocen de resíduos erosivos en las penínsulas mencionadas (véase pg.). En el límite cretáceo-terciario tuvo lugar un intervalo de plegamiento, y los conglomerados gruesos y las arcosas de la base del Terciario contienen los productos de denudación de la montaña que estaba surgiendo del mar. El rumbo de los pliegues es en Curazao ESE, en ángulo obtuso al eje de la isla que hoy se extiende alargada desde NW a SE. La erosión subsiguiente de la montaña admitió una nueva transgresión en el Eoceno Superior que depositó calizas con fauna típica de Orbitoides; estas calizas solamente fueron dislocadas débilmente. En la fase epirogénica de las Antillas del Sur que acaeció en el Terciario Superior, tuvo lugar un nuevo soliviantamiento acompañado de erosión, hasta que la fragmentación por tectonismo ruptural condujo a la formación de los actuales núcleos de las islas actuales. Al comenzar el Pleistoceno, Aruba y Bonaire se

erguían como islas y Curazao como bajo fueron provistas durante el descenso del nivel del mar durante este período de una frnja o de un manto de calizas de arrecifes coralinos. En el límite Cretáceo-Terciario, se formó cerca del borde Sur de Caribia una montaña plegada que surgió de un parageosinclinal epicontinental. Este se hallaba al N del geosinclinal Caribe y se diferencia de ella por el breve ciclo marino del Cretáceo Superior, compuesto principalmente de formaciones volcánicas submarinas y de calizas de arrecifes que no se conocen en aquél. Desde la hilera de las islas pequeñas, la montaña se extendía hacia el E. Allende las islas Orchilas, la hilera sufre una interrupción a causa de un desfiladero de la profundidad de Leward en la parte N de las Antillas del Sur, pero mas hacia el E, ella continúa en el grupo de islas de Los Hermanos y Los Frailes, situadas al N de Margarita. En lo demás, no se pueden reconocer relación alguna de la montaña de las Antillas del Sur con las Menores; aquella es notablmemente mas antigua y tiene una constitución bien distinta de estas. Es posible que en el W, la tierra Caribia tuvo un desfiladero hacia el Sur que se extendía desde la península de la Guajira vía de la sierra de Santa Marta hacia la Cordillera Central de Colombia, pero esta cuestión solo se decidirá, cuando exista un mejor conocimiento de la constitución geológica de estas regiones.

Todavía quiero referirme brevemente a las relaciones de la constitución geológica con las condiciones de gravedad en la región de Las Antillas a las cuales tuve ocasión de referirme con detención en 1951. Según la representación de REUSS, una zona de anomalía negativa fuerte pasa por la profundidad de Puerto Rico que está al Norte de las islas orientales de las Antillas Mayores. Ella dobla luego hacia el SE, junto con el extremo de esta profundidad, y pasa delante de las Antillas Menores en arco suave hacia el S, siguiendo en parte el lomo submarino que carga a la isla Barbados. Al E. de Tobago, ella vuelve a doblar hacia el SW y se debilita fuertemente debajo del ensanchamiento de Trinidad, Originalmente, REUSS hizo entrar la anomalía negativa vía de Trinidad al continente suramericano, pero haciéndolo abandonar ya en la región de la bahía de Unare y proseguir hacia la zona de fuerte anomalía negativa que ha sido comprobada debajo del foso de Leward de la parte N de las Antillas del Sur. Después (1949), sin embargo, supone una ex-

tensión al W debajo de la montaña Caribe. Ahí, una depresión de dorso (downbuckling) durante el orogénesis de la transición Cretáceo-Terciaria, habría causado el metamorfismo de los estratos mesozóicos, y también una anomalía negativa de las condiciones de gravedad que subsiste hasta hoy en día. La misma zona de anomalía negativa que pasa al N de las Antillas, afuera del orogeno, por el espacio de la presenta profundidad de Puerto Rico, estaría presenta en el Sur, desde la transición Cretáceo-Terciaria, debajo de un orogeno que actualmente ha vuelto a sufrir una fuerte emersión. Se consideran así como homólogas estructuras que, ni según el tiempo ni según el tipo de su formación, ha tenido que ver unas con otras. La formación de las profundidades de Leward y de Puerto Rico debe haberse iniciado en el Terciario Superior, durante el cual, según las explicaciones precedentes comenzó ya el fuerte soliviantamiento y la denudación de la montaña costera.

BIBLIOGRAFIA

AGUERREVERE, S. E. & ZULUAGA, C. Observaciones geológicas en la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Bol. Geol. y Min. 1, 2, Caras 1937 (ver también edición inglesa).

BARR, K. W. A. A nots on a small ammonoid fauna from the Northern Range of Trinidad. Brit. West. Indies.Quart.Journ.Geol.Soc. 107, 1952.

BOLLI, H. The genus Globotruncana in Trinidad. B.W.Journ.Pal. 25 2, 1951.

BORGER, H. D. Case History of Quiriquiere field, Venezuela. Bull. Ame. Assoc. Petrol., Geol. 36, 12, 1952.

BUCHER, W. Geologic structure and orogenic history of Venezuela. Mem. 49, Geol. Soc. Amer. 1952.

COLBERT, E. H. A new Cretaceous pleisosaurus from Venezuela. Amer. Mus. Novita. 1420, New York 1949.

DENGO, G. Geology of the Caracas region, Venezuela. Bull.Geol. Soc. Amer. 64, 1, 1953.

DIETRICH, W. C. Zur Palaeontologie und Stratigraphie der Kreide und des Tertiäre in der Ostkaribischen Kordillera Venezuela. Centralbl. f. Min. etc. 1924.

DUSENBURY, A. N. & WOLCOTT, P. P. Rocas metamórficas cretácicas en la Cordillera de la Costa de Venezuela. Geol. Min. y Petrol. 1, 1. Caracas, 1949.

EVANOFF, J. Geología de la región de Altagracia de Orituco (Carta 2507), Estado Guarico. Bol. y Min. 1, 3, Caracas 1951.

FUNKHOUSER, H. J., SASS & HEDBERG. Santa Ana, San Joaquín, Guarica and Santa Rosa oil fields, Central Anzoátegui, Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 32, 10, 1948.

GERTH, H. Antillen-Molusken, zwei Inselbögen, ein Vergleich des geologischen Baus und der Schwereanomalia. Geol. Rundsch. 39, 1, 1951.

GONZALEZ DE JUANA, C. Elements of diastrophic history of northeastern Venezuela. Bull. Geol. Soc. Amer. 58, 1947.

HEDBERG, H. D. Geology of the eastern Venezuelan basin. Bull. Geol. Soc. Amer. 61, 1950.

---------- & PYRE, Stratigraphy of Northeastern Anzoátegui, Venezuela. Bull.Amer.Assoc.Petrol. Geol. 28, 1, 1944.

---------- Oilfields of Greater Oficina area, Central Anzoátegui, Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 31, 12,1947.

HESS, H. H. Gravity anomalies and island are structure with particular reference to the West Indies. Proc.Amer.Philos. Soc. 79, 1, Philadelphia 1938.

---------- & MAXWELL, J. C. Geol reconnaissance of the island of Margarita, Venezuela. Bull. Geol. Soc. Amer. 60, 1, 1949.

ILLING, V. C. & KUGLER, H. G. Eastern Venezuela and Trinidad. The science of petroleum. Oxford. Univ. Press. 1938.

KUGLER, H. C. Das Eozänprofil von Soldano Rock bei Trinidad. Eclog. Geol. Helvet. 18, 1923.

---------- The Eocene of the Soldado Rock near Trinidad. Bol. Geol. Min. II, 2, 3/4

---------- Summary digest of geology of Trinidad. Bull. Ame. Assoc. Petrol. Geol. 20, 11, 1936.

---------- Jurassic to recent sedimentary environments in Trinidad. Bull. Ass. Souisse Geol. et Ing. Pétrole 20, 1953.

MAXWELL, J. C. Geology of Tobago, Brit. West Indies, Bull. Geol. Soc. Amer. 50, 1948.

MENCHER, J. C. & AL., Geology of Venezuela and its oil fields. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 37, 4, 1953.

PATTERSON, J. M. & WILSON, J. C. Oil fields of Mercedes region, Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 37, 12, 1953.

ROD, E. & MAINC, W. Revision of Lower Cretaceous stratigraphy of Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 38, 2, 1954.

ROST, H. Die venezolanischen Inseln Las Aves, Los Roques, Las Orchilas und die Phosphatlagerstätte von Gran Roque. Zeitschr. D. Geol. Gesellsch. 90, 10, 1938.

RUTTEN, L. On rocks from the Venezuelan islands between Bonaire and Trinidad and on some rocks of Northwestern Venezuela. Proc. Kon. Acad. v. Wetensch. 34, 1, Amsterdam 1931.

---------- On rocks from the Caribbean Coast Range between Puerto Cabello-La Cumbre and between La Guaira-Caracas. Proc. Kon. Acad. v. Wetensch. 34, 1, Amsterdam 1931.

---------- De geologische Geschiedenis der drie Nederlandsche Henewindsche Eilanden. De Westind, Gids 13, 1932.

---------- New data on the smaller islands North of Venezuela. Proc. Kon. Academ. d. Wetensch. 43, 7, 1940.

---------- On the geology of Margarita, Cubagua and Coche (Venezuela). Proc. Kon. Academ. d. We - tensch. 48, 1940.

SENN, A. Paleogene of Barbados and its bearing on history and structure of Antillean Caribean region. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 24, 9, 1940.

---------- Die Geologie der Insel Barbados und die Morphogenese der umliegenden marinen Grossformen. Eclog. Helvet. 40, 2, 1948.

SMITH,R.J. Geologie of the Los Teques-Cua region, Venezuela. Bull. Geol. Soc. Amer. 64, 1, 1953.

SPATH,L.F. On some tithonian ammonites from the Nor - thern Range of Trinidad. Geol. Magaz. 76, 1939.

TRECHMANN,C.T. y THOMAS, H.D. Fossils from the Northern Range of Trinidad. Geol. Magaz, 172, 1935.

WALL,G.P. On the geology of a part of Venezuela and Trinidad. Cuart. Journ. Geol. Soc. London. 16, 1860.

WEYL, R. Die geologische Geschichte des Antillenbo - gens, unter besonderer Berücksichtigung der Cordillera Central von Santo Domingo. N. Jahrb. f. Geol. u. Pal. 92, 1950.

WILSON,C.C. Los Bajos fault of South Trinidad. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 24, 1940.

WOLCOTT,P. Fossils from metamorphic rocks of the coast Range of Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 27, 1943.

C A P I T U L O V

LA DISTRIBUCION DE LOS VOLCANES JOVENES EN LOS ANDES, SUS RELACIONES CON LA CONSTITUCION GEOLOGICA Y LOS GRANDES FOSOS

Asimismo como no es uniforme la constitución geológica de la Montaña de Los Andes desde Trinidad hasta Tierra del Fuego, no lo es la distribución de los volcanes. Dentro del rumbo longitudinal de la montaña, ellos están sujetos a regiones bien definidas, separadas por otras que están completamente libres del volcanismo joven. Bajo esta expresión comprendemos el volcanismo efusivo intenso que se inició en los Andes al final del Terciario en relación con movimientos epirogénicos que entonces sustituyeron a los orogénicos. Mediante esta actividad volcánica de larga duración, se edificaron durante el Cuaternario altos cerros volcánicos, entre los cuales solo un número reducido ha podido proseguir la actividad volcánica hasta nuestros tiempos. Este volcanismo es en todas partes claramente distinto del más antiguo, o sea el del Terciario cuyas formaciones efusivas mayormente están en relaciones íntimas con procesos intrusivos que acompañaron el orogénesis de la montaña. Los volcanes producen predominantemente lavas básicas de naturaleza andesítica o básica. Están reducidos a tres comarcas bien separadas entre sí. La septentrional comprende

los volcanes de Colombia y Ecuador, la Central los volcanes del Sur de Perú y de la cordillera chileno-boliviana, y el meridional por fín los picos de fuego de la cordillera chileno-argentina. A ellos se agrega, al parecer muy aisladamente, el Monte Burney y en el sector Sur de la cordillera de Patagonia. Solamente los volcanes de la comarca septentrional se conocen relativamente bien por los trabajos de REISS, STUBEL, y FRIEDLANDER, y muchas muestras de rocas han sido examinadas petrográficamente por ellos y sus colaboradores, pero aún ahí existen todavía bastantes diver - gencias sobre situación, nomenclatura y, sobre todo, actividad en tiempos históricos. De las comarcas central y meridional no se dispone por ahora sino de descripciones pormenorizadas y de investigaciones petrográficas de algunos volcanes.

Como primera medida, vamos a observar la posi - ción de los distintos volcanes en el sistema de la montaña, asimismo que sus relaciones con la constitución geológica de ese sistema. Iniciemos la cuestión en el N y démonos cuenta ante todo que los desfiladeros más septentrionales de la Montaña Suramericana, principalmente las cadenas del Oriente de Colombia y Venezuela que tornan hacia el E, están completamente libres de formaciones volcánicas jóvenes. Las rocas eruptivas más jóvenes que se conocen en la cordillera venezolana, pertenecen al Terciario Inferior. Tan solo afuera del continente suramericano, y, según hemos visto, del todo independiente de los desfiladeros orientales de la cordillera, que es la cadena Caribe, el volcanismo vuelve a iniciarse en las Antillas menores. También en el Occidente, los volcanes jóvenes no comienzan sino en las islas antepuestas a la costa

sur de Panamá para luego proseguir desde ahí hacia los volcanes de Centro América (fig. 60).

El volcanismo de Colombia está concentrado principalmente en la Cordillera Central, en especial a sus sectores central y meridional. Este ramal está limitado en ambos lados por fajas bajas en forma de fosos. En el caso del foso del Cauca-Patía, se trata de un graben legítimo cuya creación paulatina durante el Terciario Superiore estaba acompañada de actividad volcánica efusiva, pero restringida ésta al foso. El valle del Magdalena que está al E de la Cordillera Central, en cambio está determinado por un ladeamiento del tronco antíguo de dicha cordillera hacia el Este: su gleba, ladeada de Ibagué al N con unos 0-15° al E, llega hasta hasta la márgen occidental de una zona de dislocaciones del borde E de la Cordillera Oriental. En su sector meridional, por cierto también el valle del Magdalena parece adquirir más el carácter de foso. El tronco premesozóico de la Cordillera Central se compone igualmente ahí de glebas individuales, alargadas en el sentido del rumbo cordillerano y sobre las cuales se conservan algunas veces restos de la cubierta sedimentaria. Pero los volcanes jóvenes acostumbran estar sentados en las rocas cristalinas antíguas, y sus relaciones con la constitución por glebas todavía no han sido esclarecidas. El grupo septentrional de los volcanes jóvenes comienza en el Ruíz, Santa Isabel, Quindío y Tolima, conectados entre sí por una serie de cráteres también extinguidos y por puntos eruptivos viejos. Ellos están situados aproximadamente en la mitad de la Cordillera Central y con sus productos volcánicos han formado la división de aguas. A unos 13 km al SE del Tolima, se halla entre esquistos cristalinos al peque-

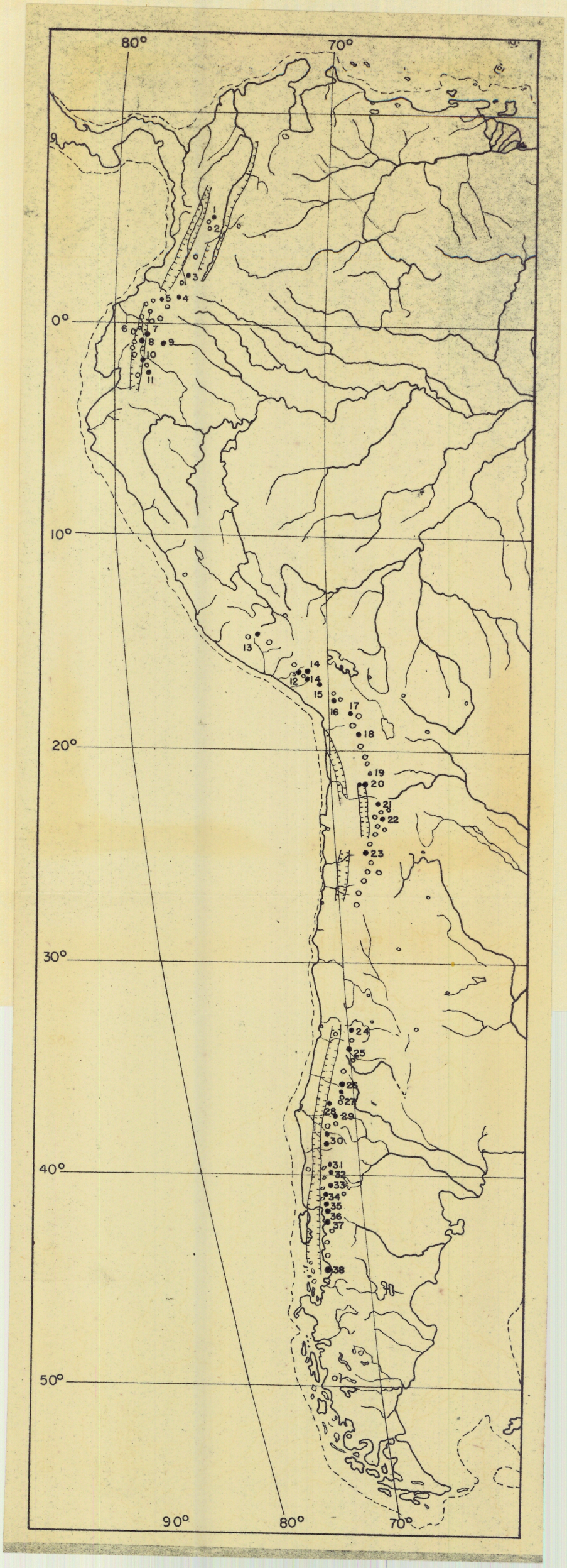


Fig. 60.– Las grandes fallas de foso y la distribución de los volcanes en la montaña de los Andes en Suramérica.

o *Volcanes extinguidos con cráter conservado.*
o *Volcanes activos.*

A. *Los volcanes activos de Colombia y Ecuador.*
1. Ruiz, 5400 m; 2. Tolima, 5525 m (actividad en tiempos históricos?); 3. Puracé, 4600 m; 4. Doña Juana, 4250 m;– 5. Galeras o volcán de Pasto, 4264 m; 6. Pichincha, 4787 m; 7. Antisana, 5756 m; 8. Cotopaxi, 5941 m; 9. Sumaco,– 3871 m; 1). Tunguragua, 5087 m; 11. Sangay, 5323 m.

B. *Los volcanes activos del sur del Perú y del norte de Chile.*

12. Misti, 5842 m; 13. Ubinas, 5300 m; 14. Omate, 5300 m; 15. Tucupaca, 5835 m; 16. Tacora, 6058 m; 17. Huallatiri, 6693; 18. Isluga, 6190 m; Ollague, 5865 m (post-glacial); 20. Volcán mellizo de San Pedro (5920 m)–San Pablo; 21. – Licancaur, 6000 m; 22. Lascar, 5690 m; 23. Llullaillaco,– 6710 m.

C. *Los volcanes activos de Chile central y meridional.*

24. Tupungatito, 5640 m; 25. Maipo, 5300 m; 26. Peteroa,– 4090 m; 27. Grupo del Descabezado: Descabezado grande, – 4300 m; Quizápu, Cerro Azul; 28. Nevados de Chillan, 2210 m; 29. Antico, 2990 m; 30. Lonquimay, 2807 m; 31. Llaima, 3976 m; 32. Villarica 2840 m; 33. Volcán mellizo Mocho– – Choshuenco, 2360 m. Erupción de lava: Riñinahue, 305 m; – Los Azufres, 1657 m; 1922. 34. Puyehue, 2240 m; 35. Osorno, 2660 m; 36. Calbuco, 2015 m; 37. Hornopirén, 1670 m;– 38. Huequén, 1050 m.

ño volcán de Machín, apagado, con excepción de una actividad débil de fumarolas, pero circundando según FRIEDLANDER por una caldera grande, semicircular. A una distancia de 270 km al S sin señal de volcanismo, sigue el Nevado del Huila, con 5750 m de altitud indicada en la plancha de Cali de la American Geographic Society of New York, volcán que no expandió mucho su material y que parece estar extinguido de largo tiempo atrás. En el trayecto de 90 km entre el Huila y el Puracé, situado al W de Popayán, se distingue al NE de Silvia sobre una grieta longitudinal un cono de andesita que parece ser el remanente de un volcán pleistoceno. A partir del Puracé comienza la serie de volcanes en parte activos que continúa hasta el Ecuador y que ha cubierto la mayor parte de la Cordillera Central con gruesos productos volcánicos. Entre el Puracé que tuvo una erupción especialmente fuerte en 1849, y el volcán apagado de Sotará, se halla un vasto campo de hundimiento en forma de la planicie de Puracé, rellenada de cenizas inconsolidadas. En el pie NW del Sotará se encuentra un banco grueso de obsidiana con fenocristales de feldespato que respalda la tesis de Humboldt de que este fué el centro de explosión desde el cual fueron arrojadas las bombas y fragmentos de obsidiana que llegaron al N hasta Tuluá (200 km) y que R. LLERAS CODAZZI y STUTZER interpretaron como tectitas en vista de la ranuración característica de los aerolitos. A partir de este cono, el volcanimo ya no sigue la cumbre de la Cordillera Central sino que va desplazándose progresivamente hasta Pasto a la pendiente occidental de la misma. Ahí siguen los volcanes de Doña Juana y el de Bordoncillo situado al N de la laguna de Cocha, ambos con cráteres bien conservados. En el Galeras, en cuyo pie está la ciudad

de Pasto, el volcanismo llega al borde oriental del foso del Cauca-Patía y al mismo tiempo traspasa al borde oriental de la Cordillera Occidental donde se hallan de N a S, en Colombia, el Azufral, volcán apagado y en ruinas, el Cumbal y el Chiles con actividad de solfataras ambos; desde ahí los volcanes continúan por la misma cordillera al Ecuador. Como lo explicamos anteriormente, las relaciones entre el foso del Cauca-Patía, cubierto en la región de Pasto por muy gruesos depósitos volcánicos, y su prolongación entre las cordilleras Central y Occidental hacia el Ecuador, no están bien esclarecidas. Esta prolongación parece estar desplazada algo al W en comparación al foso mismo. Sin embargo, según su constitución geológica , la Cordillera Oriental del Ecuador es la extensión directa de la Cordillera Central de Colombia. En el Ecuador, la Cordillera Occidental consta, como en Colombia, de porfiritas y de sedimentos intercalados del Cretáceo. El foso entre las dos cadenas cordilleranas, o sea el terreno interandino, alto de Quito con elevaciones de 2600 hasta 2800 m, se halla rellenado con depósitos terciarios y pleistocenos, entre los cuales principalmente estos alcanzan espesores grandes a consecuencia de la participación de material volcánico. Hacia el Sur el foso continúa en una serie de cuencas con afloramientos bastante extendido de estratos del Terciario Superior que contienen restos de plantas y restos de conchas. Los muchos e intensos terremotos en el espacio del terreno interandino de Quito, el último en 1949, indican que los movimientos en las dislocaciones marginales del foso no se han aquietado todavía. En Ecuador, los volcanes solo por excepción se hallan en el interior de las cordilleras. Encima de las dos dislocaciones principales que delimitan el foso, los volcanes es

tán dispuestos en dos hileras, pero aparecen también sin orden aparente en el interior del foso, como por ejemplo el Imbabura, Cayambe, Cotopaxi y Chimborazo. Según STUBEL, hay así en la parte septentrional de la fja interandina, unos 40 volcanes que por cierto es - tán apagados en la gran mayoría, pero se hallan con - servados muy bien en sus formas. Afuera del foso hay impuestos a la cumbre de la Cordillera Oriental otros dos volcanes, pero que son el Reventador en el N y el activo Sangay en el S. Todavía más al Oriente, se levanta, ya en la orla de la cordillera, el volcán de Sumaco sobre un suave solevantamiento de rocas cretáceas; acerca de sus lavas que se distinguen por su contenido alcalino de las de todos lo demás volcanes de las cordilleras, ya tuvimos la ocasión de llamar la atención (pg.....). El grupo referido de volcanes permite reconocer claramente que la presentación y la disposición de los volcanes jóvenes es independiente de la constitución geológica de los ramales andinos a los cuales se superponen. En efecto, hemos visto que la línea de volcanes se desplaza en el Sur de Colombia desde la Cordillera Central que es un tronco de rocas cristalinas antíguas, hacia la Cordillera Occidental, formada de rocas mesozóicas, mientras que en el Ecuador los volcanes aparecen en el borde y en el inte - rior de las dos cordilleras aludidas, de composición geológica tan pronunciadamente contrastada.

En el Sur del Ecuador el volcanismo vuelve a cesar, y también el Perú septentrional y central están totalmente exentos de volcanes. Tan solo en el Sur del Perú comienza el segundo grupo, el central de los volcanes jóvenes, emplazado en la Cordillera Occidental. En el comienzo se presentan algunos cráteres apagados, pero pronto sigue en Arequipa el cono activo del Mis-

ti. Desde ahí los volcanes se pueden seguir al SE hasta que su rumbo voltea a la dirección N-S, a partir de la región de Arica, conforme a la orientación de la Cordillera Occidental y de la costa. El zócalo de la cordillera en el flanco poniente consta de sedimentos mesozóicos y de rocas eruptivas, pero la división de aguas hacia el altiplano de Bolivia está formada casi íntegramente por volcanes jóvenes y el material por ellos producido. En ocasiones, los volcanes jóvenes avanzan algo más Este, hacia el borde del altiplano boliviano, como es el caso de la pirámide esbelta del Sajama, volcán apagado. No es sino más al Sur, en la frontera chileno-argentina que vienen a colocarse los volcanes en el arco saliente hacia el E que da sobre el borde de llanura de La Puna y que además se distingue por un volcanismo intenso del Terciario Superior. Su subsuelo profundo está compuesto de Paleozóico con intrusiones de granito, y de glebas entreplegadas del Mesozóico terrestre. Entre los 22 y 23° lat. N se halla una concentración especialmente fuerte de los volcanes jóvenes que se extienden con muchos hogares apagados a la región de La Puna. En este trayecto vuelve a anteponerse a la faja volcánica una zona hundida que es el foso dentro del cual se halla el Salar de San Pedro de Atacama, perceptible con estrechamiento hacia el Sur hasta allende el Salar de Punta Negra. Este graben separa la Cordillera de Domeyko, situada al W y constituída de mesozóico marino, de la márgen occidental de La Puna que se halla al E y que está sepultada casi íntegramente bajo material volcánico. Más al Poniente sigue el terreno hundido del gran foso del Norte de Chile que comúnmente se llama Pampa de Tamarugal. Ella termina como mesa pareja en la costa al S de Arica; más hacia el Sur,

está separada de la costa por el desfiladero N de la Cordillera de la Costa de Chile. En la Pampa de Tamarugal yacen los depósitos más ricos de salitre de Chile. Ella se puedeperseguir allende el río Laja en dirección S hasta la región al NE de Antofagasta. Tras ligera interrupción, hay indicios de ella, en calidad de las cuencas de Agua Blanca y Pueblo Hundido. Tan solo a corta distancia hacia el S, también en la cordillera, terminan los volcanes jóvenes con el volcán de Copiapó. Los volcanes del grupo central manifiestan igualmente su independencia del orogénesis andino. La mayoríá de los volcanes en verdad aparecen en los estratos mesozóicos que constituyen la Cordillera Occidental, pero en parte también avanzan al bloque paleozóico del altiplano de Bolivia que se resitió al plegamiento joven y solo pudo ser integrado, rupturado en glebas, a la cadena joven. EL grupo volcáñico permite reconocer con especial claridad que no existe nexo alguno entre él y los plutones jóvenes que surgieron en relación con el orogénesis andino. Los plutones más extensos lo hallamos en las Cordilleras Occidental e Intermedia del Norte del Perú, así´como en la Cordillera Oriental de Bolivia; sin embargo estas cordilleras están completamente desprovistas de volcanismo joven. Es cierto que los procesos intrusivos se extinguen con producciones efusivas, pero éstos se reducen al Terciario, como por ejemplo las rocas eruptivas de la formación de Rimac de Perú y las dacitas estañíferas del altiplano de Bolivia.

El grupo volcánico meridional no dista mucho del septentrional, y posiblemente tampoco está separado tan agudamente como este. HAUTHAL enumera en su lista algunos volcanes de enlace entre ambos grupos, pe

ro después de haber sido infirmada la naturaleza neovolcánica del Mercedario y del Aconcagua, no resta mayor cosa de estos nexos; según CROBER, el Tórtolas (5660 m), ubicado algo al N de los 30° lat S, es un volcán pleistoceno. El grupo meridional comienza con el Tupungato (6650 m) y con el Tupungatito (5640 m). La cresta de aquél consta de lavas pleistocenas basálticas que se extienden sobre un zócalo de Paleozóico y de pórfido cuarzoso, de manera que no se le puede incluír entre los volcanes jóvenes. El Tupungatito que está situado algo al SW, es un volcán todavía débilmente activo. La hilera de volcanes continúa en agrupaciones distanciadas vía del San José y Maipú hasta el curso superior del río Atuel, donde llega a tener su fín al Sur del Overo en una serie de volcanes cuaternarios apagados. Estas ruinas volcánicas del Cuaternario son ejemplos clásicos para las relaciones recíprocas entre acumulación de material volcánico y erosión glacial, al haber rellenado sus productos efusivos el relieve glacial de la glaciación más antígua, mientras que los valles de la glaciación más reciente, en forma de canoa, por su parte volvieron a cortar en seguida las rocas volcánicas. Debido a la erección joven de la cordillera, hallamos en los valles que conducen a su margen oriental, restos de derrames de lava de estos volcanes, colocados en diversos niveles muy por encima del suelo de los valles, mientras que los posteriores se extienden en las terrazas más jóvenes de los ríos. En esta región que en su tiempo tuve ocasión de explorar, después de la inmersión de la Precordillera paleozóica en el río Diamante, el joven volcanismo también aparece en el pie oriental de la cordillera, por cierto menos en forma de cerros volcánicos que una vez estuvieron constituídos, como en la

de derrames de grietas que aumentan en importancia hacia el Sur y que finalmente componen en el vorland patagónico las mesas extensas y bien conocidas; ellos se expanden sobre cubierta de cascajos cuaternarios que posteriormente fueron erodadas y entrecortadas. Después de la extinción de la vieja hilera volcánicos del Sur del Atuel superior, se presenta otra nueva, situada a unos 50 km al W. Ella comienza en el lado chileno de la cordillera con el volcán Tinquiririca del curso superior del río Tinguiririca, al N de Baños del Flaco. más al Sur sigue la gran ruina del volcán de Peteroa-Planchón. El cráter del Peteroa que visité en 1912, estaba entonces cubierto por hielo glacial, irrumpido por algunas fumarolas; después, LANKENAU lo visitó en tiempos más recientes y encontró los alrededores de las fumarolas despejadas de hielo, lo cual es otra demostración para el retroceso fuerte de los glaciares de la cordillera que viene persistiendo desde hace años. El grupo volcánico que se agrega al Sur es el del Descabezado, un bello ejemplo de la migración de las erupciones en una grieta la cual tiene orientación N-S. En el término N está situado el Descabezado Grande, el volcán más alto del grupo. El Agudo Cerro Azul del extremo Sur probablemente no es sino el último resto de un volcán pleistoceno derrumbado. En su pie N se halla un cráter pequeño y apagado que puede haberse formado después del derrumbamiento. A corta distancia N está el Quizápu, el cráter más joven de la hilera que tuvo en 1932 una enorme erupción de ceniza a la cual nos referimos adelante. Con el volcán Yeguas, también termina esta hilera y de nueve se presenta un desplazamiento al W. Los primeros representantes de la nueva hilera son los Nevados de Chillán, al SE de la

ciudad del mismo nombre situada en el valle longitudinal chileno; estos volcanes están a poca distancia al E del borde de la cordillera, y fueron investigados por BRUGGEN. También en este caso se trata de dos cráteres principales, pero situados sobre una grieta de rumbo WNW-ESE y comunicados por varios centros eruptivos secundarios. El volcán nuevo en la márgen E de la grieta, no surgió sino 1906, simultáneamente con el terremoto de Valparaiso. Todos los cráteres se situan sobre un gran domo antíguo compuesto de lava, que es alargado en el sentido de la grieta volcánica. Al SSE de este grupo de volcanes, también sobre el flanco W de la cordillera, se halla el Antuco, y al N del curso superior del Biobio, el Copahuo que ha producido según CROBER, en unión de algunos volcanes de su vecindad, un desplazamiento considerable de la división de aguas hacia el Occidente. Al Sur del río Biobio, los volcanes, entre ellos el Tolhuaca y el Lonquimay, salen del área de las rocas eruptivas y sedimentos que se desplazan al E sobre el lado argentino de la cordillera, y quedan en la zona de las rocas cristalinas que a estas latitudes vienen a traspasar desde la cordillera chilena de la Costa a la cordillera principal. En esta cordillera se suceden los volcanes unos tras otros y el de Osorno vuelve a desplazarse al W, en el pie de la cordillera. Más al S flanquea la márgen E el golfo de Corcovado y termina por fín en el canal de Moraleda con el Maco. En Neuquen, hasta el S del lago de Nahuelhuapi, hay algunas ruinas de volcanes que están antepuestas a la hilera de volcanes activos. Con respecto al Tronador que se halla al SW del lago nombrado, las investigaciones de LARSSON pudieron demostrar que fué erigido durante el gran interglacial suramericano.

Las relaciones del grupo meridional con el Valle Longitudinal chileno son especialmente llamativas. Esta depresión en forma de foso que separa la Cordillera de la Costa de la Cordillera Principal, comienza al N de Santiago. Más o menos a la misma latitud se inicia también en la cordillera el volcanismo joven. Este acompaña al Valle Longitudinal chileno en toda su extensión hasta desvanecese en el Sur en el terreno isleño de la costa del Pacífico de la Patagonia septentrional; sobre la misma latitud también termina el joven volcanismo en la cordillera vecina. En el N de Chile, en el trayecto desde Santiago hasta Copiapó donde no hay hundimientos de foso, faltan significativamente los volcanes jóvenes. Pero éstos vuelven a manifestarse inmediatamente de ahí al N, tan pronto se presentan grandes hundimientos de foso en el vorland al W. Este compañerismo entre el volcanismo joven y las depresiones de foso que también habíamos constatado en el grupo volcánico septentrional, es tan llamativo que a primera vista se podría pensar en una conexión inmediata, por ejemplo de tal naturaleza que la pérdida de masa producida pór el material extraido en los volcanes se compensaría mediante grandes hundimientos rupturales. En contra de esta tesis sin embargo habla tanto la mayor edad de los fosos como además el distanciamiento muchas veces bastante considerable, entre los volcanes y los fosos. En el Norte hemos visto que el foso del Cauca-Patía de Colombia está rellenado de sedimentos terciarios, en parte marinos; lo mismo sucede en la parte meridional del Valle Longitudinal de Chile, para el cual BRUGGEN igualmente supone una preformación infraterciaria. Los depósitos del Terciario Inferior con mantos de carbón y los sedimentos marinos

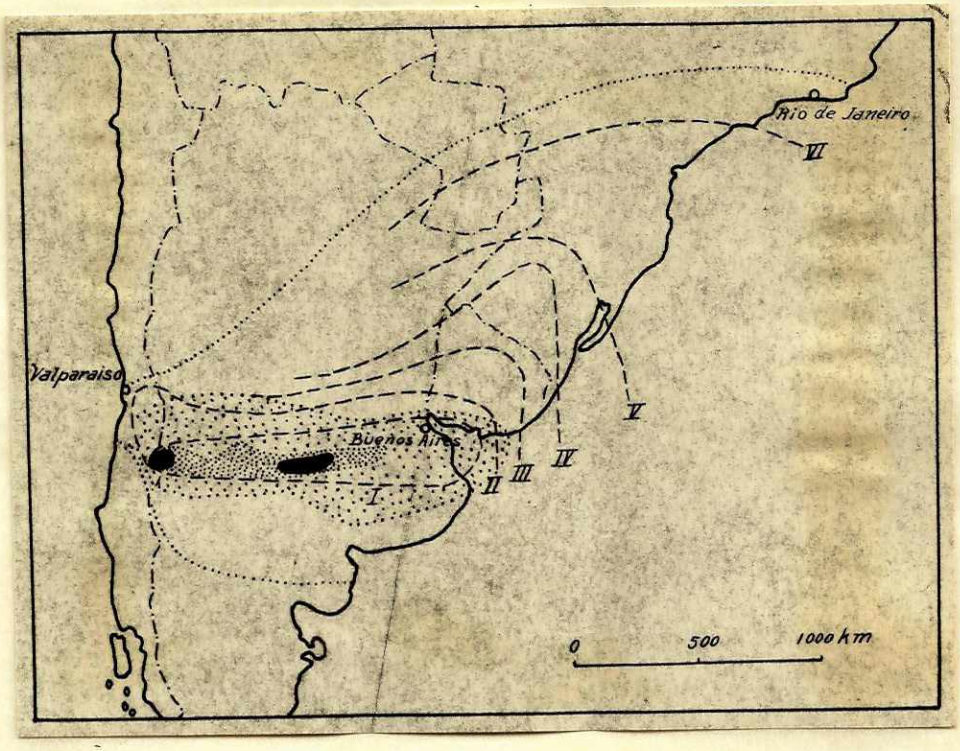


Fig. 61.- Croquis de la extensión de la ceniza y espesor de la ceniza que fue arrojada por el volcán Quizápú el 10 y 11 de abril de 1932, según LARSON.

En negro: capa de ceniza de más de 10 cm; puntos densos: 5-10 cm; puntos menos densos 1-5 cm; allende estos menos de 1 cm. Las líneas de raya dan el límite de la lluvia de ceniza, a saber I, el 11 de abril a las 6; II a las 12; III, el 12 a las 12; IV, el 13; V, el 14 y VI, el 15, en cada caso a las 12 horas. Las líneas de puntos dan los límites de las regiones dentro de las cuales se observó lluvia de ceniza.

del Mioceno, empero no alcanzan espesores apreciables y parecen estar replegados a la parte meridional del Valle Longitudinal. Los mismos estratos terciarios los encontramos también en los escalones marginales de la Cordillera de la Costa, a lo largo de los cuales ella se hunde hacia el Pacífico; aisladamente están conservados dichos estratos en fosas de la Cordillera de la Costa misma. Así es muy bien factible que el mar terciario no solamente penetrara por una u otra de las depresiones fracturadas desde la Cordillera de la Costa hacia el Valle Longitudinal y se expandiera en éste, sino que con frente vasto invadiera el tronco de este ramal andino y avanzara hasta el borde de la Cordillera Principal, siendo de suponer que en aquel tiempo todavía no existía el Valle Longitudinal. Otras observaciones de BRUGGEN que respaldan la suposición de que dicho valle todavía no estaba constituído en el Pleistoceno Inferior ya tuvimos ocasión de exponerlas. En el Cuaternario Superior, sin embargo, hay evidencia de que este foso ya existía en una forma semejante a la actual, porque BRUGGEN pudo demostrar que no solamente los glaciares de la última glaciación pudieron penetrar por los valles de la cordillera hacia el Valle Longitudinal, depositando en este sus muros de morrenas frontales, sino que también existen rastros de una cubierta glaciar más antígua en forma de greda de arrastre glaciar, encontrados cerca de Santiago en el Valle Longitudinal. La edad de la formación de los grandes fosos longitudinales aparentemente fué bastante variada. Mientras que la primera fase de formación del foso del Cauca-Patía, situado a gran distancia en el N del continente, tiene lugar tempranamente en el Terciario, el Valle Longitudinalde Chile fué creado durante el Pleistoceno.

Las masas caídas

Las masas extraídas por los volcanes llegan a tener volúmenes que aún hoy en día siguen siendo de consideración. Con motivo de la erupción del Quizápu en el año de 1935, las cenizas arrojadas se expandieron sobre toda la Pampa de la Argentina hasta la costa del Atlántico en Uruguay y en el S del Brasil. Según los cálculos de KITTL, la masa extraída fué de 5.000 km^3 (fig.61). Esta pérdida de masa evidentemente se ha compensado con hundimientos en el área de los volcanes mismos; así tenemos que el grupo de Descabezado del cual forma parte el Quizápu, está situado en un campo de hundimiento expresivo. El relieve cordillerano original se halla sumergido en la vecindad del grupo volcánico y está encubierto con lavas y tobas, de modo que el terreno ha adquirido el carácter de llanura. Un campo de hundimiento semejante lo hemos conocido del volcán explosivo de Puracé en Colombia, en cuya planada aterrazada de Paletará-Sotará se depositaron hasta 500 m de material volcánico pleistoceno y hotoceno, cenizas principalmente, que ocultan el relieve antíguo. Pero en lo que atañe a los grandes hundimientos longitudinales de foso, solo en el caso del Ecuador podría haber sido posible una conexión semejante y directa con el volcanismo joven; según nos dimos cuenta, este foso en parte está ocupado el mismo por volcanes, en parte flanqueado por ellos. Para los demás fosos, tal correlación directa me parece improbable en vista de su mayor edad y de la mayor distancia con respecto a los volcanes. Esos fosos deben su creación a distensiones que también ocasionaron los hundimientos fracturados que determinan el curso actual de la costa del Pacífico. Estas distensiones que se presentan después de ter

minado el orogénesis andino, exaltaron también el orogenismo joven que al parecer se concentró a aquellas partes de la cordillera donde las distensiones fueron especialmente intensas y donde había más al W formación de fosos. En estas regiones, también tuvo lugar la formación de grietas más hacia el E que admitió el ascenso del magma y el establecimiento de volcanes. En nuestro concepto, no se puede excluír la posibilidad de que los hundimientos que en la actualidad están localmente circunscritos a la vecindad inmediata de los volcanes, puedan ser un inicio de formación de nuevos fosos, comparables a los fosos del terreno interandino alto del Ecuador cuyo desenvolvimiento desde luego no ha terminado en el presente.

Las conclusiones de nuestra investigación entre las relaciones del volcanismo joven de la Montaña de Los Andes y la constitución de ésta, se pueden resumir en los tres puntos que siguen.

1). Los volcanes jóvenes no guardan relación directa de clase alguna con las estructuras formadas por el orogénesis andino y con los plutones que ascendieron en combinación con este orogénesis; ellos se han desenvuelto en completa independencia de estos procesos más antíguos, a saber sobre nuevas líneas estructurales que están conectadas con movimientos epirogénicos.

2). Los volcanes jóvenes no se hallan repartidos parejamente en todo el sistema de la montaña, sino que están concentrados en tres comarcas separadas entre sí, y dentro de esta regla están ordenados en hileras que son más o menos paralelas a la costa. Ellos aparecen en asocio de fajas hundidas y alargadas con carácter de foso que mayormente están situados más al Occidente, próximos a la costa del Pacífico. Estos fosos deben su existen -

cia a distensiones que por un lado ocasionaron las fracturas de hundimiento de la costa hacia el fondo del Océano Pacífico, y por otro hicieron posible el ascenso de las lavas por la vía de las grietas de igual rumbo que se formaron más allá, en el interior de la cordillera, proceso este que condujo a la formación de los volcanes jóvenes.

3) Las áreas de virgación en el Norte y en Sur de la montaña de Los Andes y sus ramales, que tuercen hacia el Oriente, son libres de volcanismo. También el sector andino del Perú que difiere del rumbo general N-S por llevar dirección SE-NW, también está casi completamente libre de volcanes. Según hemos visto, este cambio de rumbo de los Andes ha sido ocasionado muy probablemente por amoldamiento de los pliegues jóvenes a las estructuras más antiguas; en ésto, y especialmente en la rigidización consiguiente del subsuelo, queremos nosotros ver la causa por la cual la distensión fué en general menos efectiva y por lo tanto impidió la generación del volcanismo joven.

BIBLIOGRAFIA

FRIEDLANDER, J. Uber cinige Vulkane Columbiens, I. und II. Teil. Zeitschr. f. Vulkanologie 10, 1927.

GROSER, P. La región de Copahué y su glaciación diluvial. An. Soc. Argent. Geograf. Gaea, Buenos Aires 1925.

HAUTHAL, R. Distribución de los centros volcánicos en la República Argentina y Chile. Revista Mus. La Plata, 11, 1903.

KITTL,E. Estudio sobre los fenómenos volcánicos y material caído durante la erupción del grupo de Descabezado en el mes de abril de 1932. An. Mus. Nac. Hist. Nat. 37, Buenos Aires 1933.

LARSSON,E. Vulkanische Asche vom Ausbruch des chilenischen Vulkans Quizápu, 1932 in Argentinien gesammelt. Bull. Geol. Inst. Upsala 25, 2, 1932.

- - - - - Petrology of interglacial volcanics from the Andes of northern Patagonia. Bull. Geol. Inst. Upsala 28, 1940.

LJUNGNER,E. Geologische Aufnahmen in der patagonischen Kordillere. Bull. Geol. Inst. Upsala 23, 1931.

RECK,H. Der Ausbruch des Quizápu. Naturwissensch. 21, 1938.

STUBEL,A. Die Vulkangebirge von Ecuador. Leipzig 1897.

- - - - - Die Vulkanberge von Colombia. Dresden 1906.

C A P I T U L O VI

RESUMEN DE LOS RESULTADOS

1. EL ESPACIO SEDIMENTARIO DE LOS ANDES (Fig.62)

La historia de la Montaña de Los Andes en Sura mérica comienza con la fragmentación de los predeces sores de ella que son las montañas paleozóicas dentro del espacio andino. Hemos observado que, princi palmente en las partes orientales de los Andes, los estratos paleozóicos constituyen la estructura infe rior sobre la cual transgreden los depósitos meso -

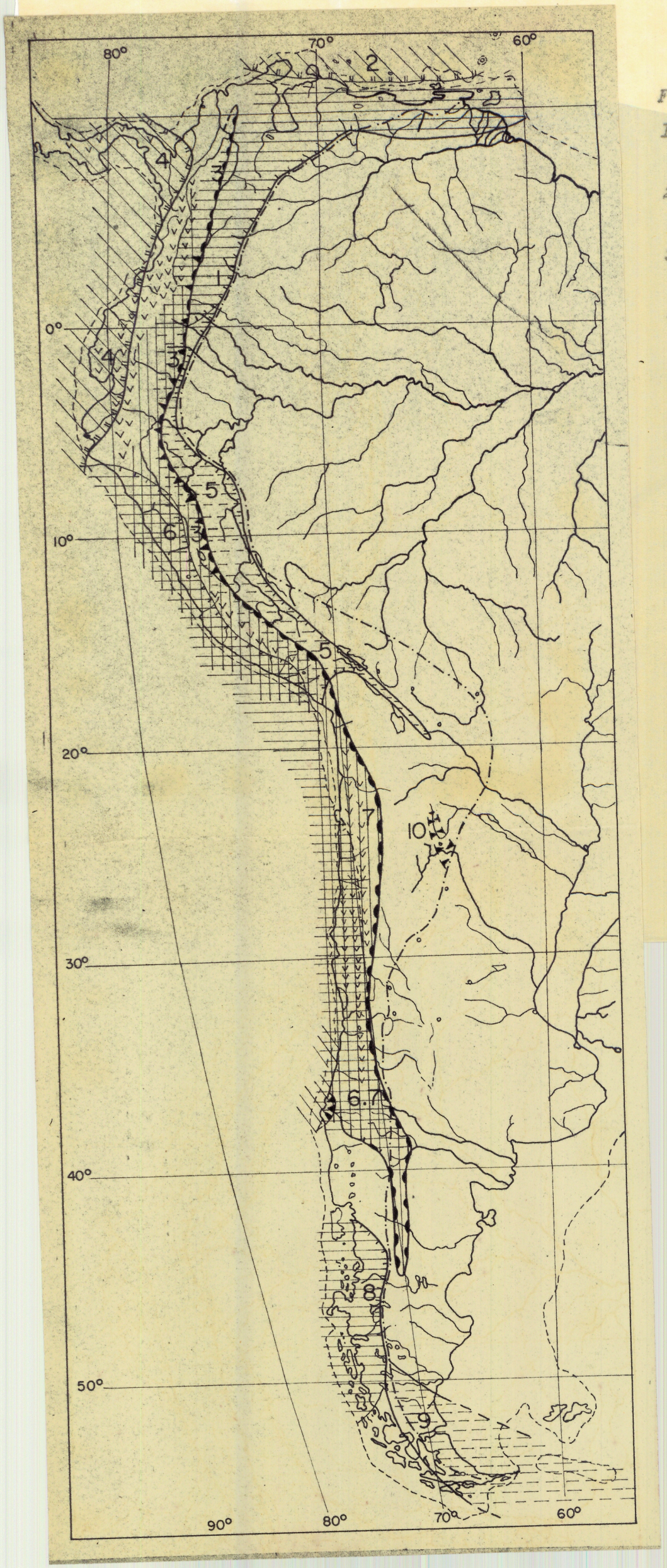


Fig. 62.- El espacio sedimentario durante el Mesozoico.

1. *Geosinclinal Caribe en Venezuela y Colombia. Invasión marina desde el Valanginiano hasta el Daniano, con predecesores titonianos en Trinidad.*
2. *Transgresión del Cretáceo superior de las Antillas meridionales, facies eruptiva y calizas neosenonianas de rudistas.*
3. *Transgresiones del Triásico superior y del Liásico inferior en potente serie terrestre en Colombia, Ecuador y en el norte y centro del Perú.*
4. *Transgresión del Pacífico del Cretáceo superior en Panamá, Colombia occidental, Ecuador y el norte del Perú, parcialmente en facies eruptiva.*
5. *Transgresión del Albiano-Coniaciano en Cretáceo potente del Ecuador y del Perú, con ramificación hacia Bolivia.*
6. *Transgresión del Titoniano-Neocomiano en el NW del Perú y en la Cordillera Chileno-Argentina.*
7. *Encubrimiento marino desde el Liásico medio hasta el Bajociano, como también en el Calloviano y Oxfordiano en el sur del Perú y de ahí por la Cordillera Chileno-Argentina con ramificaciones liásicas hacia el norte de la Patagonia.*
8. *Transgresión del Titoniano-Albiano en la cordillera de la Patagonia central.*
9. *Geosinclinal de los Antárctides en Patagonia meridional y Tierra del Fuego. Encubrimiento marino del Turoniano al Maestrichtiano, con avance albiano en la Tierra del Fuego.*
10. *Transgresión marina en la Formación Petrolífera del norte de la Argentina, de edad eomesozoica.*

vv *Formaciones porfiríticas.*

zóicos. Si en otras partes de la montaña, los estratos mesozóicos yacen directamente sobre el basamento cristalino, como sucede en la Cordillera Central de Colombia, es de suponer que ahí el Paleozóico solo fué presa de la denudación porque todavía se halla conservado en entreplegamientos o sobre los flancos de estos ramales en otros sitios. Unicamente no se conoce hasta ahora el Paleozóico en la Cordillera de la Costa de Venezuela y en los Andes Antárticos de Patagonia, pero existe la posibilidad que esté contenido en las series de esquistos metamórficos de estos sectores andinos. En la Puna, en el terreno serrano de Bolivia y en las precordilleras de la Argentina, según lo explicado, han sido agregadas extensas partes de la montaña paleozóica a la cordillera joven. Esta montaña paleozóica probablemente también se conserva en el subsuelo más profundo de toda la Cordillera Argentino-Chilena, hasta la costa del Pacífico, en vista de que en el borde occidental de la Cordillera de la Costa de Chile se encuentran al N de Valparaiso estratos del Paleozóico Inferior y Superior. Después de sumergirse la Pre-cordillera en el río Diamante, el Paleozóico se prolonga hacia el Sur por el subsuelo de la Cordillera Principal, según lo demuestra la presencia de fósiles marinos del Carbonífero Inferior en estratos del núcleo premesozóico de la Cordillera del Viento de Neuquén. Aún todavía en el Norte de la Patagonia y recientemente se ha descubierto Paleozóico Superior del vorland de la cordillera. Hacia el N, el Paleozóico de Bolivia se extiende por la Cordillera Oriental del Perú. En el NW de este país, aparece además en el borde poniente de la Cordillera Occidental, y en Paita el Paleozóico Inferior y el Carbonífero marino rumban al mar con dirección NW. Por lo tanto hay la apariencia de que existía una monta

ña paleozóica debajo de toda la montaña argentino-chilena y peruana que abandona el continente en el Perú. Pero también en el subsuelo de los Andes Caribes orientales se encuentra una montaña paleozóica. Se conoce el Paleozóico Inferior y Superior de la márgen oriental de la Cordillera Real del Ecuador y de la serranía antepuesta de Cutucú, y en Colombia los mismos estratos paleozóicos afloran en los macizos antíguos de la Cordillera Oriental, además del Paleozóico Inferior que se conoce del borde E de la Cordillera Central (Cristalina). Más al N, el Paleozóico continúa tanto hacia la serranía de Perijá como hacia la Sierra de Mérida. En la actualidad todavía es difícil de decidir la cuestión si esta montaña paleozóica que yace en el subsuelo de los Andes Caribes orientales, ha estado en comunicación con el subsuelo de las cordilleras del Sur, y si aquella representa solo un ramal oriental del terreno paleozóico de estas. La fauna del Devoniano en los Andes Caribes es muy sustancialmente diferente, según CASTER, de la de los Andes meridionales; la fauna del Permocarboniano todavía es muy poco conocida para dictar un fallo. Tampoco se puede decir en la actualidad si la montaña paleozóica Caribe, en el N, ha entrado en virgación de modo semejante como la Cordillera Oriental de Colombia, o si el Paleozóico de la serranía de Perijá y el de la sierra de Mérida corresponden a un orógeno antíguo cuya parte central estaría hundida en la cuenca de Maracaibo. Tanto en el borde oriental de la montaña Caribe como el de la montaña paleozóica del Gondwana coinciden con la márgen oriental de la actual Montaña de los Andes, como lo demuestran los estratoseopaleozóicos con buzamiento suave que se hallan en la sierra de La Macarena

(Colombia) y los del neopaleozóico de la márgen occi dental de la masa brasilera. Indicios del plegamien to caledoniano ya se encuentran en las precordilleras y, con motivo de la discusión de la Cordillera Oriental de los Andes centrales, hemos visto que con respecto al cambio de rumbo de las montañas, las es tructuras caledonianas que vienen con rumbo NW desde el Brasil occidental y se dirigen adentro del es pacio andino, muy probablemente desempeñan un papel importante. También la transgresión del Devoniano In ferior extendida por toda la parte oriental de los A Andes centrales, avisa un plegamiento caledoniano. Ella aporta una fauna típicamente austral que revela relaciones amplias con el Devoniano Inferior de la montaña del Cabo del Africa y hace probable una comunicación con el geosinclinal del Gondwana. Dentro del área de este geosinclinal están también en Suramérica el sistema orogénico de la sierra de la Ventana en la provincia de Buenos Aires y la parte N de las Islas Malvinas. En contra de la opinión de MARRINGTON de que la sierra de La Ventana es un sector orogénico de edad muy joven, nosotros sostene - mos nuestro criterio de que también en este caso se trata de un sector de montaña de ciclo hercínico HARRINGTON ciertamente nos ha proporcionado un bello mapa geológico de la Sierra de La Ventana y de la de Curamalal, pero sin acompañamiento de secciones geológicas. De las interpretaciones anteriores de KEIDEL y de SCHILLER sin embargo se deduce sin lugar a dudas que el plegamiento del Paleozóico Inferior en estas sierras es mucho más intenso y que las estructuras complicadas producidas por él son muy diferentes de las suavemente plegadas de los depósitos permianos. Estos transgreden en la ladera

oriental de la sierra de La Ventana con formaciones glaciales sobre los pliegues denudados de los estratos eopaleozóicos de cuyos productos de erosión están constituídos. Las dos sierras referidas no presentan sinó un pequeño resíduo de la montaña paleozóica de la márgen septentrional de las montañas de las Gondwánides; en cierto modo son las raíces de esta montaña, hundidas en el basamento prepaleozóico del subsuelo de la Pampa Argentina, que vuelven a emergir pronto en dirección WNW, razón por la cual ya no podemos decidir la cuestión si son ramificaciones de la montaña paleozóica de las precordilleras argentinas, ni dónde se desprenden. En cuanto a las precordilleras, BRACACINI ha llamado la atención recientemente hacia la importancia de la fase orogénica del Devoniano Medio que equivale a la acadiana en Norteamérica. También en el Perú, al Pleozóico Inferior, incluso el Devoniano Medio bajo, están más intensamente plegados que el Permocarbonífero, y, además, éste está superpuesto al parecer concordantemente por la serie eruptiva del final del Pérmico y del Triásico, y por el Liásico marino. Se obtiene así la impresión de que el plegamiento acadiano fué el organismo principal de los predecesores meridionales gondwanídicos de la Montaña Andina, y que a los plegamientos tardipermianos en muchas partes de la montaña hay que atribuír una importancia mucho menor. Las condiciones en los predecesores de los Andes Caribes parecen haber sido distintos. La sección geológica descrita por LIDDIE del río Cachiri en la serranía de Perijá (fig.49), permite reconocer un hiato, pero no una discordancia angular entre el Devoniano Medio y el Carbonífero, y una superposición semejante parece tener lugar en la sierra de Mérida; esto quiere decir que en dichos macizos sobre todo la fase más joven del orogénesis fué efectiva.

La historia de la joven Montaña de Los Andes condensa con el desmantelamiento y de fragmentación de sus predecesores producidos por movimientos epirogénicos que iban acompañados en casi todo el espacio andino de intensa actividad.volcánica y que persistieron por todo el tiempo antíguo y medio del Triásico. Los productos de denudación de los orógenos paleozóicos los encontramos depositados en forma de potentes sedimentos terrestres de tipo predominantemente clástico grueso y de color rojo. A causa de la variabilidad del relieve del subsuelo, su espesor también es variable, pero aumenta frecuentemente mucho a causa de las rocas volcánicas intercaladas , lo cual hace prever hundimientos locales importantes. A estos depósitos pertenecen la parte inferior de la serie de Girón-La Quinta en los Andes Caribes, presumiblemente una parte de la formación Puca de los Andes centrales septentrionales y la serie superior de Paganzo de los meridionales. Estas dos últimas están restringidas al terreno serrano y las precordilleras en el Oriente, mientras que al W, en el propio espacio cordillerano, van sustituídas por una gruesa serie efusiva de lavas de pórfido cuarzoso y de porfirita. Esta serie triásica reposa, en la Cordillera de la Costa del Chile central, discordantemente sobre el basamento y sobre los entreplegamientos de estratos Paleozóicos en éste. En la Argentina central, ella se expande al Oriente sobre toda la orla. Solo a partir del Triásico Superior el hundimiento va ganando localmente la supremacía sobre las deposiciones terrestres y el relleno con material eruptivo. Durante el tiempo carniano-noriano, se realizó en Perú central una vasta transgresión marina que envía una ramifica

ción al N que pasa por la región de Cutucú en el Oriente del Ecuador y llega hasta la Cordillera Central de Colombia. En el Sur, la transgresión marina del Triásico Superior queda restringida completamente a la márgen occidental del continente donde se le conoce de la región al N de Valparaiso y del curso inferior del río Biobio. Hacia el Oriente se reemplaza por sedimentos limno-terrestres de espacios llanos que contienen ricas floras que anteriormente fueron consideradas en general como retianas, pero que mayormente corresponden al Keuper, según pudo demostrarlo FRENGUELLI. En la parte septentrional de los Andes Peruanos, las calizas norianas van seguidas inmediatamente por los estratos liásicos con Psilocerates y Arietites. Todo el resto del Jurásico de los Andes septentrionales del Perú y de los Andes Caribes no está representado sino por depósitos terrestres, a los cuales se intercalan frecuentemente en Colombia lavas porfiríticas (serie superior del Girón). La transgresión del Liásico Inferior es desconocida con respecto a las cordilleras meridionales, en cambio ahí el resto del Jurásico, desde el Sur del Perú a lo largo de toda la cordillera chileno-argentina, es parcialmente marino, pero la permanencia marina que comprende el tiempo del Liásico Medio hasta el Bajociano, y otra vez el Calloviano, el Oxfordiano y el Tithoniano, se interrumpió dos veces. La regresión más antígua en el Bathoniano está indicada en el sur del Perú por estratos terrestres con generación de carbón, y más al Sur por un hiato que comprende todo el piso o una parte considerable del mismo. La inclusión de estratos potentes areno-calcáreos de la sierra de Vaca Muerta (Neuquén) al Bathoniano con base en el hallazgo individual de una Trigonia cassiope d'ORE por GROBER, no nos parece bien segura. La segunda regresión que acaece en el Jurásico Superior, está caracterizada en la cordillera chileno-argentina por la precipitación de grandes masas de yeso. Ella se extendió en el Oxfordiano Superior mientras que las calizas arenosas con Cryphaea Sandalina ya inician una fase regresiva en el Oxfordiano Inferior que sostuvo hasta el Kimmeridgiano Inferior/ dentro del tiempo de estas regresivas caen los prime

ros movimientos orogénicos a los cuales volveremos a referirnos. Los depósitos del Jurásico son conocidos en toda la parte Sur de la Cordillera Occidental del Perú, pero en el Sur, contra la frontera chilena, el frente de la transgresión liásico-bajociana, a igual que la del Calloviano, se desplaza completamente hacia el pie occidental de la cordillera. Como se reconoce en nuestro mapa de las transgresiones en el espacio andino, esta posición no está, empero determinada por un retroceso de la línea costera hacia el Oeste, sino por ángulo entrante de Arica. En el Norte de Chile, la transgresión se expande paulatinamente hacia el Oriente y traspasa la cumbre de la cordillera al N del Aconcagua; después de sumergirse la precordillera en el río Diamante, la línea costera sigue por el borde Este de la cordillera chileno-argentina hasta Neuquén. Mientras que el mar liásico t tiene una prolongación al vorland patagónico, al frente de la transgresión calloviana-oxfordiana retrocede en la márgen NE del macizo de Nahuelhuapi, hacia el NW, al lado chileno de la cordillera. Como lo vemos, los depósitos del Jurásico en el N del continente tienen desarrollo terrestre, salvo un breve avance marino durante el Liásico Inferior, y en la cordillera patagónica parece que faltan del todo depósitos del Jurásico Inferior. La transgresión del Liásico Inferior del Norte probablemente es la continuación de la triásica porque se retira con ésta en Perú central del área de tierra firme. En la parte central de los Andes en cambio, una gran parte del Jurásico es marina, pero también ahí la permanencia del mar se interrumpe a causa de dos regresiones de duración relativamente larga.

Dirijamos ahora la atención hacia las condiciones de sedimentación durante el Cretáceo. Durante es

te tiempo reinó en el NE, dentro del espacio de los Andes Caribes de Colombia y Venezuela, ambiente geosinclinal. Al comienzo del Cretáceo Inferior, entre la tierra Caribia en el N y el dintel de la Cordillera Central colombiana en el W por una parte, y el escudo de La Guayana por otra, se formó un espacio sedimentario prolongado que fué rellenado con sedimentos marinos potentes durante casi todo el Cretáceo, pero también ahí intervienen breves regresiones, así en Venezuela durante el Albiano Superior, en Venezuela occidental y Colombia, alrededor del macizo de Quetame, durante el Santoniano. Sobre todo en el Cretáceo Superior, los sedimentos adquieren un carácter expresmante pelágico al volverse arcillosos o esquistoso-silíceos y abundan en faunas de cefalópodos y de foraminíferos con hábito pelágico. En el Perú central, el Cretáceo solo parcilamente es marino. En el NW y en el espacio de la Cordillera Blanca, un avance marino ya acontece en el Tithoniano que lleva la misma fauna típicamente pacífica que hemos conocido de la cordillera argentina. El Neocomiano solo es marino en la costa de Lima; más adentro de la cordillera está reemplazado por sedimentos terrestres con plantas, carbones e intercalaciones salobre-límnicas. No es sino en el Aptiano que el mar Cretáceo avanza más adentro del espacio andino y deposita sedimentos, ricos en fósiles de hábito nerítico , que llegan desde el Aptiano hasta el Senoniano Inferior. Mediante dos avances separados, de los cuales el más antíguo corresponde al Aptiano-Albiano y el más joven al Coniaciano, el mar Cretáceo franquea el espacio de la Cordillera Oriental y conquista la zona subandina, y los estratos cretáceos no se extinguen sino muy allá del río Ucayali en la márgen de la masa bradilera. Ambos avances del mar cretáceo se pueden seguir al N allende el Marañón y a lo largo del pie oriental de la Cordillera Real ecuatoriana hasta la

región del río Napo, donde las isopacas de Tschopp advierten una extinción hacia la Amazonía colombiana que se ha confirmado por la exploración terrestre y que puede extenderse con probabilidad a la mayor parte de los Llanos colombianos y venezolanos. Las facies del Cretáceo subandino del Ecuador se acuña hacia el buzamiento del Caquetá de la Cordillera Oriental colombiana. Hacia el Sur, el mar cretáceo se expandía durante el Albiano y Cenomaniano en el ramal intermedio hasta llegar al lago Titicaca y enviaba desde ahí un ramal hacia el Sur al espacio del terreno serrano de Bolivia hasta la región de Miraflores cerca de Potosí. En la Cordillera Occidental del Perú meridional, el mar se retira progresivamente hacia el SW y en la región de Arequipa solo el Aptiano tiene desarrollo marino. En el ángulo entrante de la costa de Arica, el mar cretáceo ya no ha invadido la tierra firme actual y solo vuelve a entrar en la región de Antofagasta al continente, con calizas de exogyras, abundantes en fósiles correspondientes al Neocomiano. Mientras que la transgresión del Mesozóico Superior al espacio de la parte septentrional de la Cordillera de la Costa chilena no comienza sino en el Neocomiano, ella se inicia al Sur del Aconcagua en el Tithoniano y el emcubrimiento marino perdura hasta el Barremiano Inferior. En el Sur de Mendoza y en Neuquén, la línea costera , a igual que la del mar Jurásico, coinciden con la márgen oriental de la cordillera. En la parte meridional de Neuquén ella retrocede desde el borde del macizo de Nahuelhuapi hacia el SW y vuelve al lado chileno. Después de la regresión, es decir, del Barremiano caracterizado por el llamado yeso de transición, el Cretáceo Superior vuelve a estar representado por estratos rojos, preferentemente arenosos, pero localmente también conglomeráceos. La regresión está determinada por movimientos orogénicos que, por consiguiente, ya comenzaron hacia el final del Neocomiano y que frecuentemente motivaron un vacío en la base de las areniscas neocretáceas de dinosaurios y su colocación transgresiva. En la Cordillera

chileno-argentina

chileno-argentina, los movimientos orogénicos tanto del Oxfordiano-Kimmeridgiano como los del Cretáceo estaban acompañados de una actividad volcánica efusiva intensa que condujo en dirección W, en la parte chilena del espacio cordillerano, a la generación de la formación porfirítica. El volcanismo se inició submarinamente, pero vimos que tenía como consecuencia la creación de barras y silos que provocaron la decantación de yeso en los recintos marinos aislados. AL Sur del lago Nahuelhuapi, el mar del Tithoniano vuelve a avanzar hacia el Este. Desde el lago Fontana, sus depósitos se pueden distinguir al S hasta más allá del lago Argentino. En este lago, como lo demostró FERUGLIO, el Tithoniano contiene la misma fauna del Virgatosphinctes como en Mendoza y en Neuquén. En cambio, la fauna del Cretáceo Inferior cuyo desarrollo marino llega en esta parte meridional hasta el Albiano, difiere de la del Norte a raíz de la aparición de tipos nuevos.

Ya en la región del lago Argentino, interviene una nueva transgresión en el Cretáceo Superior, separada del Cretáceo Inferior por areniscas y esquistos estériles en fósiles. Primero transgreden depósitos del Senoniano con una fauna meridional extraña, pero que se presenta subyacente más al Sur por los esquistos de Inoceramus (Inoceramus steinmanni) del Turoniano los cuales transgreden directamente en el borde de la cordillera sobre la formación Porfirítica Patagónica. En este borde están separados del Senoniano por areniscas y conglomerados que indican nuevos movimientos orogénicos en el interior de la cordillera. Más al Sur, en Tierra del Fuego, ya se halla indicado hacia el Norte, en el vorland de la cordillera, un avance del mar en el Albiano; en el interior de la cordillera, a saber por el Sur en la isla Hoste y por el E de Tierra del Fuego en la isla Estados, los hallazgos de Belemnopsis anuncian el desarrollo marino del Neocomiano o del Jurásico Superior Por lo tanto, el área de sedimentación marinadde la Patagonia meridional se amplia y se profundiza más y más hacia el Este. En el Sur, está limi

tado por el núcleo premesozóico y cristalino de los Andes Antárcticos y en el Norte por la vieja tierra sobre la cual transgreden en las Islas Malvinas el Devoniano y el Permiano. En las series esquistosas de la cordillera fueguina, pobres en megafósiles pero ricas en microforaminíferos y en radiolarios, los estratos del Cretáceo adquieren un expreso carácter pelágico-batial. Evidentemente nos encontramosaquí con el término NW de un geosinclinal que se prolonga por el arco Antárctico a la cadena de la Tierra de Graham; en su márgen oriental; el Senoniano Superior está desarrollado con exactamente la misma fauna nerítica como en la Patagonia meridional (estratos con Lahillia luisa).

Todavía me resta llamar la atención brevemente a las transgresiones del Cretáceo Superior en la costa del Pacífico. Se conocen trangresiones del Campaniano Superior y del Maestrichtiano de la costa de Chile central y, con fauna, diferente, de la región de Paita en el Norte del Perú. En la sierra de Amotape, al NE de Paita, el primer avance del mar cretáceo tuvo lugar desde el Aptiano hasta el Cenomaniano, y la segunda invasión en el Campaniano que parece proseguir sin interrupción por el Mestrichtiano y Daniano al Terciario de la franja costera. Más tierra adentro dlos estratos marinos del Cretáceo Superior van siendo reemplazados mayormente por la formación Porfirítica que constituye la Cordillera Occidental de Colombia y del Ecuador. Pero el desarrollo marino de tipo pacífico vuelve a manifestarse más al Norte, en la virgación de la Cordillera Occidental, y tiene visos de prolongarse a Panamá.

De esta vigación general de los depósitos mesozóicos en el recinto andino se desprende que solamente hay dos regiones que poseen hábito eugeosinclinal, a raíz de su posición entre masas terrestres antiguas y el carácter parcialmente pelágico-batial de sus sedimentos. Estas son los Andes Caribes orientales en el NE, y la parte Sur de las Antárcticas en el SE de los Andes; únicamente en es-

tos dos sectores de la montaña aparecen sedimentos fuertemente metamórficos y las rocas eruptivas ultrabásicas que son tan típicas para los geosinclinales. En cuanto a los depósitos mesozóicos de los Andes centrales en cambio se trata casi siempre de depósitos de mares costeros pandos (shelf) repetidamente interrumpidos por regresiones, en los cuales sobre todo los fósiles de la zona nerítica, al lado de algunos cefalópodos, desempeñan un papel importante. Solamente en la Argentina se hallan en algunos pisos del Jurásico y del Cretáceo, situados hacia la división de aguas, sedimentos predominantemente arcillosos con pura fauna de cefalópodos que representan una transición a condiciones pelágico-batiales. Ahora se podría suponer que también los estratos mesozóicos de los Andes centrales formasen parte del ala oriental del eugeosinclinal del cual se halla sumergido en la actualidad en el Océano Pacífico, a igual que el terreno marginal occidental. Contra tal suposición sin embargo, habla el carácter pacífico de la mayoríá de las faunas asimismo que la alternancia rápida en los distintos grupos estratigráficos del Jurásico y del Cretáceo; sobre todo las faunas de las transgresiones de Calloviano y del Tithoniano muestran expreso parentesco indopacífico. Al hundimiento fuerte de las partes NE y SE del espacio sedimentario andino durante el Cretáceo, que condujo ahí al moldamiento de condiciones geosinclinales, se enfrenta un levantamiento del sector central que implicó hacia el final del Cretáceo Inferior y, a más tardar, en el Senoniano, el desecamiento y la deposición de sedimentos terrestres. En el Mesozóico Inferior, las condiciones fueron inversas; entonces hubo un hundimiento fuerte en la parte central de los Andes ya que se presentó antes del Triásico y que facilitó el avance más o menos profundo de las transgresiones pacíficas las cuales se prolongaron al Cretáceo Inferior. En el Sur y en el Nordeste de los Andes, solamente se formaron durante

el Triásico y el Jurásico Inferior rocas terrestres o volcánicas, apenas pasajeramente interrumpidas por invasiones marinas. Al comenzar el Terciario, la mayor parte del espacio andino ya fué tierra en que tuvo lugar la acumulación de productos volcánicos o, en las cuencas y fosos, la deposición de sedimentos terrestres o límnicos. Solo en contados lugares, el mar todavía pudo penetrar al interior de la montaña lo que generalmente no condujo sino a la inundación parcial de las depresiones tectónicas, como es el caso del valle del río Magdalena y del foso del Cauca-Patía. Unicamente en dos lugares, el mar pudo avanzar a través del espacio cordillerano, a saber en el N durantee el Terciario Inferior, en la región de la sierra de Mérida, y, durante el Terciario Inferior y Superior, en el Sur, en la región del Nahuelhuapi.

2. LOS MOVIMIENTOS OROGENICOS Y LA CONSTITUCION GEOLOGICA POR ELLOS CREADA

Tan falto de uniformidad como es la sedimentación en el área andina, lo son también los procesos orogénicos que plegaron los sedimentos o, al menos, han perturbado su posición original. Observemos primeramente los Andes centrales, en los cuales también los procesos orogénicos son más o menos distintos de los que actuaron en ambos geosinclinales del Norte y del Sur. Las indicaciones más antíguas de procesos orogénicos los hallamos en Jurásico Superior. Pero no es fácil de resolver si la regresión que se hizo presente durante el Calloviano-Tithoniano en la cordillera argentina y que tuvo como consecuencia la precipitación de grandes masas de yeso, fué una repercusión de movimientos abovedadores en la parte W de la cordillera o de la acumulación de las grandes masas efusivas de la formación Porfirítica. Hasta ahora solo se conoce una sola discordancia clara, ubicada en Neuquén (cerro Lotena), que media entre los estratos antíguos del Jurásico



Plancha 6.- Explicación a la carta geológica estructural adjunta de Suramérica.

1. *Depósitos terrestres, pleistocenos y terciarios, referentes al vorland al E de Los Andes y los fosos interandinos; transgresión marina del Terciario y del Cretáceo superior en la costa atlántica del Brasil y la Argentina.*
2. *Zonas subandinas, pliegues y regiones fallas en el vorland de los Andes, del Terciario y Mesozoico, en la parte central de los Andes además con núcleo paleozoico de los pliegues.*
3. *Mesozoico y Terciario de la Cordillera de la Costa del NW de Colombia y Panamá.*
4. *Cordillera Intermedia en el Perú con los plutones de la Cordillera Blanca.*
5. *Geosinclinal neomesozoico de las cadenas caribes en el N de los Andes, interrumpido por algunos macizos antiguos.*
6. *Cordilleras del Occidente de Colombia, Ecuador y Perú; predominantemente Cretáceo superior con volcanismo comunmente submarino y plutones jóvenes.*
7. *Cordillera Chileno-Argentina; Jurásico marino, interrumpido por algunas regresiones; Titoniano y Neocomiano marinos; Cretáceo superior terrestre; volcanismo efusivo sobre todo en el Kimmeridgiano y en el Cretáceo superior.*
8. *Geosinclinal Surandino; Albiano-Maestrichtiano marino.*
9. *Paleozoico Precambriano de las Cordilleras Orientales y de las Precordilleras, frecuentemente con entreplegamiento de Mesozoico, y con plutones antiguos jóvenes.*
10. *Cordillera de la Costa de Chile y Perú. Cristalino antiguo con entreplegamientos de Paleozoico e intruído por plutones jóvenes; localmente superpuesto por transgresiones mesozoicas y terciarias.*
11. *Paleozoico superior y Triásico con capas de meláfido de la cuenca de Paraná.*
12. *Paleozoico del Amazonas y de la cuenca de Piaui.*
13. *Entreplegamientos extensos de Algonquiano en 14.*
14. *Basamento cristalino, localmente cubierto de mesas de arenisca triásica con lavas meláfidas (Guayana) o areniscas cretáceas (Brasil).— Sm = Gleba fallada de la Sierra de La Macarena, Colombia; SCh = Sierras de Chiquitos, Bolivia oriental; PS = Sierras Pampinas de la Argentina central; SB = Sierras de la Provincia de Buenos Aires; P = Patagónides; SB = San Salvador (Bahía), ensenada cretáceo-terciaria, Brasil.*

incluso el Calloviano, por una parte, y la transgresión del Tithoniano por otra, con menos cabo del yeso y de las areniscas del Kimmeridgiano. La misma discordancia ha sido descrita del lado chileno de la cordillera, del valle superior del río Biobio. En cambio, las complicaciones en el yeso y los escamamientos de la caliza del Oxfordiano dentro de él, que aparecen en muchos sitios de la cordillera de Mendoza, no se pueden considerar como demostración de un orogénesis del Jurásico Superior porque se resgistren el yeso y han sido generados evidentemente por movimientos más jóvenes, determinados evidentemente por la plasticidad del yeso. El orogénesis del Jurásico Superior por lo tanto no fué sino localmente efectivo en la cordillera argentina, pero hacia el W, en el terreno de la Cordillera chilena de la Costa, parece estar expandido de modo más general. En el curso inferior del río Biobio, la erección de los estratos triásicos fué referida al orogénesis del Malm, a pesar de que el respaldo superior de los estratos fué víctima de la erosión. Esta suposición se hace muy probable al darnos cuenta de que los estratos del Liásico se hallan entreplegados o escamados en varios sitios dentro de las rocas más antíguas de la Cordillera de la Costa, en tanto que los depósitos del Neocomiano transgreden sobre las rocas antíguas y solo están débilmente dislocadas entre sí. En consecuencia existe la apariencia de que el orogénesis del Jurásico Superior fué efectivo principalmente en el W y solo ocasionalmente que propagó en dirección oriental hasta el borde de la cordillera, como sucede en Neuquén. También en los Andes Peruanos, el conocimiento de una discordancia de ángulo que sin lugar a dudas manifiesta movimientos en el Jurásico Superior, se restringe al Sur del Perú, donde el Cretáceo Inferior del sitio de Lagunillas de la Cordillera Occidental transgrede sobre los estratos fuertemente erguidos

del Calloviano. Ya en Perú Central, las investigaciones de HARRINGTON demostraron que no existe una discordancia tectónica entre las calizas del Liásico y las areniscas del Cretáceo Inferior aunque es cierto que se presenta ahí un hiato considerable y que las areniscas del Neocomiano transgreden con un conglomerado polígeno que posiblemente anuncia procesos orogénicos en las regiones vecinas.

Un segundo grupo de movimientos orogénicos tuvo lugar durante el Cretáceo. Sobre la márgen oriental de la cordillera , en Mendoza y Neuquén, el inicio de estos movimientos se halla advertido por una regresión con decantación de yeso y formaciones salobres. Sobre estos estratos que han sido plegados en el anticlinal de cerro Lotena, Neuquén, transgreden las areniscas de dinosaurios del Senoniano. Más al N, entre estos dos complejos de estratos se intercalan todavía los estratos rojos del Diamantino. Ellos están separados por discordancia tanto del Barremiano yacente como del Senoniano superpuesto, de modo que las hemos ahí con dos fases del orogénesis cretáceo, una primera en el Barremiano y una segunda al comenzar el Senoniano. La segunda discordancia también se halla indicada en el interior de la cordillera, sobre el curso superior del río Grande, por una serie potente de porfirita que yace inconformemente sobre estratos erguidos del Cretáceo Inferior y del Jurásico Superior. En los Andes Peruanos, las condiciones son sustancialmente distintas. La primera fase del orogémesis intercretáceo en todo caso no está desarrollada cahí porque justamente con el Barremiano-Aptiano se introducen otra vez condiciones marinas generales en el Perú. En cambio, la segunda fase del comienzo del Senoniano se presenta también en todo el Perú. En la Cordillera Occidental y en la Cordillera Intermedia de Perú central,

ella determina la discordancia tectónica entre el Cretáceo y la serie de Rimac, y está también indicada en la márgen oriental de la Cordillera Oriental y en la zona subandina por la regresión general del mar acaeció después de la deposición de los estratos del Coniaciano (Plegamiento Peruano de STEINMANN).

La fijación cronológica de las distintas fases de movimientos orogénicos del Terciario se dificulta en la cordillera argentina porque solo se conservan depósitos de este período en la márgen de la cordillera y porque ellos, a excepción de los más antíguos, no contienen fósiles adecuados para la definición de la edad. GROBER y sus discípulos, según hemos dicho, han elaborado una subdivisión extensa de los sedimentos terciarios y de las formaciones volcánicas; con base en las discordancias que se presentan en estas secuencias, GROBER ha distinguido un orogénesis del Terciario Inferior con dos fases, otra miocena con tres fases y una pliocena con un predesor al iniciarse el piso. Con respecto a las discordancias ocasionadas por estas fases, sin embargo se trata parcialmente solo de muy escasa inclinación de los estratos yacentes del borde cordillerano, y nos parece dudoso que a ellos puedan corresponder siempre movimientos plegadores en el interior de la cordillera. Una orogénesis generalmente distribuida tuvo lugar al principio del Mioceno mediante el cual los estratos del Cretáceo Superior y del Terciario Inferior fueron plegados en la parte oriental de la cordillera y agregados a los pliegues anteriores. Al finalizar el Plioceno, tuvo lugar un último movimiento orogénico que incluso ocasionó el plegamiento de los estratos del Terciario Superior. Los movimientos del Terciario Superior también fueron efectivos en las precordilleras y en el terreno serrano de Bolivia que dsufrieron con este motivo un alzamiento y fueron incluidos en la cordillera joven, según lo demues -

tran en ellas los plegamientos y escamamientos de estratos cretáceos y terciarios. Varias observaciones hablan en favor de que la orogénesis más antígua, o jurásica, actúó sobre los plegamientos subsiguientes abarcaba más al E, agregando progresivamente nuevos pliegues a los ya existentes.

Las dos fases principales de la orogénesis terciaria que caracterizan la cordillera chileno-argentina también se reconocen en el Perú, en tales lugares donde se conservan sedimentos terciarios en el interior de los Andes. En Perú central, esto es el caso con la formación de Rimac. Sus partes del Cretáceo Superior y del Terciario Inferior, o sean los estratos rojos, fueron plegadas al comenzar el Terciario Superior (Plegamiento Incaico de STEINMANN); el relieve que se formó así, fué rellenado con la serie efusiva del Terciario Superior, conocida como formación superior de Rimac, la cual todavía está ligeramente dislocada en sí. En el borde NE de los Andes y en la zona subandina reinan condiciones semejantes. También en esta área, el Terciario está representado por uha serie potente de estratos rojos. Esta serie de Contamana - que comprende el Terciario Inferior y Superior y fué plegada al principio del Plioceno (Plegamiento Quéchua). Sobre ella transgredendiscordantemente los estratos del Ucayali que se consideran un equivalente de los estratos pliocenos de Pebas en la región del Amazonas, pero que en el Ucayali ya fueron afectados por plegamientos.

Atendamos ahora las dos regiones geosinclinales en el NE y SE de los Andes. En el geosinclinal Caribe, no parecen haber sido efectivos los orogenismos más antíguos que son los del Mesozóico. Esto puede estar relacionado con el hecho de que condiciones geosinclinales marinas no se introdujeron sino con motivo de la transgresión del Cretáceo Inferior. KUNDIG afirma haber observado en algu

nos sitios de la sierra de Mérida una discordancia tectónica entre las areniscas de la serie juratriásica de La Quinta y las areniscas de Río Negro del Cretáceo Inferior, pero otros autores imforman que la delimitación de estos dos complejos de arenisca es muy difícil de comprobar. Si existiera tal discordancia, ella manifestaría movimientos orogénicos del Jurásico Superior también en los Andes Caribes. Según ya lo probó de BOECKH (en GREGORY), la discordancia en cuestión está bien definida en la Cordillera Oriental de Colombia, por ejemplo desde Bucaramanga hasta la Mesa de los Santos entre los estratos de Girón y el Neocomiano, de modo general en el valle del Magdalena entre los estratos juratriásicos de Payandé y, comúnmente, los del Barremiano y Aptiano.

La situación con respecto a la determinación de procesos orogénicos durante el Cretáceo tampoco es bien clara, probablemente porque mayormente fueron sinorogénicos dentro de un terrenodde subsidencia más o menos marina y persistente. En Venezuela y Colombia, las regresiones del Albiano Superior y del Santoniano no van acompañadas de discordancias tectónicas y quisiéramos explicarlas más bien como ocasionadas por movimientos ascendentes de los macizos vecinos. Igualmente el movimiento inter-maestrichtiano de la Cordillera Oriental es débil y, aparte de producir un hiato expandido, solo ofrece una ligera discordancia en el borde poniente de dicha cordillera (Tocaima-Guaduas). Una regresión general no se produjo en toda la comarca geosinclinal desde Trinidad hasta la cuenca de Maracaibo sino al comenzar el Eoceno, pero precedida en la Cordillera Oriental de Colombia y en el valle del Magdalena por recesos maestrichtianos y paleocenos del mar. Estas regresiones fueron acompañadas de la formación de mantos de carbón. Sin embargo, este retroceso del mar aparentemente se debe en primer lugar a un movimiento de levantamiento general que se volvió a expresar principalmente en los movimientos ascendentes de los viejos macizos y

del núcleo cristalino de la cadena Caribe, los cuales se conviertieron en regiones de denudación y de suministro de material sedimentario. HEDGERG supone de la serranía del Interior de Venezuela oriental que motivó el desplazamiento del área de mayor sedimentación hacia el borde meridional de la cordillera. En las márgenes de la sierra de Mérida, de la serranía de Perijá, en la planicie alta de Bogotá en la Cordillera Oriental y en las demás cuencas menores que se hallan en parte interior oriental entre Bogotá y Cúcuta, no se nota discordancia alguna entre los depósitos del Cretáceo y del Terciario. Antes bien, y por regla general, el Cretáceo y el Terciario del geosinclinal fueron plegados en conjunto y esto tuvo lugar al final del Terciario. Aparte de discordancias medianas en el Terciario del valle medio del Magdalena, el primer movimiento fuerte se presentó en el Mioceno Inferior y afectó en Colombia la Cordillera Oriental y el sector del alto Magdalena desde Girardot hacia el Sur donde ambos fueron contraidos, solievantados y erodados. La erección de este terreno se compensó con la acentuación del hundimiento de la cuenca del Carare y del Cesar y con la de los Llanos Orientales donde los sedimentos miocenos adquieren gran espesor. Tras un hundimiento pasajero que extendió el área de sedimentación miocena con fuerte discordancia hacia el Alto Magdalena, que lo separó de la Cordillera Oriental, sobreviene en el Plioceno otro orogenismo muy fuerte que crea en principio la actual configuración del Oriente Andino de Colombia. En todas las partes del valle del Magdalena, esta discordancia tectónica pronunciada entre el Terciario Superior y los estratos de Mesa se distingue bien y en la Cordillera Oriental se manifiesta entre los estratos de pPliocenos de Tilatá y el Pleistoceno. Una excepción es el terreno serrano de Falcón en la extensión oriental de la cuenca de Maracaibo que representa un área de hundimiento en el vorland septentrional de la sierra de Mérida donde ya hubo movimien

tos orogénicos en el Eoceno Superior que produjeron la discordancia entre el Eoceno erguidamente plegado y el Oligoceno transgresivo. Discordancias eocenas, oligocenas, miocenas y pliocenas son típicas en la virgación caribe de la Cordillera Occidental. Una segunda fase de movimientos al principio del Mioceno ocasionó regresiones parciales y, en la zona NW del foso una discordancia entre el Oligoceno plegado y el Mioceno transgresivo. El plegamiento general por fin fué efectivo también en Falcón hacia el final del período. Según vemos, los procesos orogénicos en el geosinclinal Caribe son muy diferentes de los que afectaron los Andes centrales. Los orogenismos antíguos que allá ya desempeñaban un papel importante todavía no se han conducido aquí, según todo parecer, a un plegamiento general, y aún entre los movimientos terciarios, solo los del Mioceno Inferior y del final del Terciario fueron los más expandidos y los más importantes.

En el geosinclinal Antártico, al Sur del continente, solo la orogénesis más joven del Mesozóico está señalada por conglomerados e intercalaciones de areniscas en la base del Senoniano que indican movimientos orogénicos en el interior de la montaña, pero ya en sus bordes no se llega a una discordancia tectónica. Las relaciones en el límite Cretáceo-Terciario son semejantes. Ambos grupos de estratos aparentemente están plegados concordantemente en el borde de la montaña, pero en la base del Eoceno Superior transgresivo y marino, hay un vacío estratigráfico que comprende todo el Eoceno más antíguo y que hace probable la existencia de movimientos orogénicos del principio del Terciario en el interior de la montaña. En el Mioceno Inferior, los depósitos del Terciario se vuelven terrestres, pero solo al final del Terciario sufren ligeros plegamientos.

Se comprueba así que los procesos orogénicos en los diversos sectores de los Andes son muy diferentes entre sí. Si bien son las mismas fases que pueden presentarse en las distintas regiones, el grado de efectividad de éstas difiere fuertemente entre una y otra. La activi - dad orogénica comienza más temprano en los Andes centrales y las fases mesozóicas ya desempeñan en esta sección andina un papel importante. En las regiones geosinclinales, situadas en el N y en el S en cambio no se vuelven efectivas sino las fases terciarias de la orogénesis andina, entre las cuales las más jóvenes del final del período son las más destacadas. Las fases principales de la orogénesis andina, salvo pequeños desplazamientos cronológicos, son las mismas que conocemos de las montañas de otras regiones del mundo. Juzgo que este hecho habla en favor de que todos los procesos orogénicos son referibles a movimientos del magma en la profundidad. Estos se hacen sentir en la corteza de diversas maneras. En las regiones gesosinclinales se manifiestan prevalentemente por plegamiento en el espacio de hundimiento colocado entre dos grandes bloques que se mueven uno contra otro y el movimiento puede aumentar hasta la compresión isoclinal dirigida contra el foredeep. En el espacio andino central, hacia el borde del cratón profundo del Océano Pacífico, ellos provocan una fracturación de la corteza y la creación de un basamento constituído por bloques. Sobre éste la cubierta sedimentaria forma primeramente anticlinales y sinclinales amplios de co - fre; en los sinclinales sobreviene entonces un plegamiento secundario de la cubierta, pero que solo localmente ofrece estructuras complicadas. En nexo íntimo con la formación de bloque en el basamento está una actividad magmática intrusiva y extrusiva extraordinariamente intensa.

Contemplamos a continuación , dentro de las fases orogénicas acabadas de discutir, la constitución plega-

gativa creada y veremos que difiere considerablemente en el espacio central andino de la que caracteriza la dos regiones geosinclinales del N y del S. En los Andes centrales se puede distinguir claramente entre un plega - miento primario de envergadura y plegamiento secundario de la cubierta mesozóico-terciaria. El primero creó, en conexión con la constitución del basamento por glebas, anticlinales mayores en cuyo núcleo ha sido levantada la serie eruptiva triásica y localmente aún el fundamento paleozóico. El segundo está concretado a los amplios sinclinales del primero y muestra por regla una constitución sencilla de pliegues del tipo del Jura de Suiza. Solo localmente, los pliegues están más fuertemente comprimidos, con inversión o sobrescurrimiento al E. Por lo general, también los anticlinales mayoresposeen un flanco oriental invertido, donde, en caso de abovedamiento fuerte,se presenta un escurrimiento erguido sobre los estratos arrastrados y adelgazados de la cubierta sedimentaria. En la región del Aconcagua la serie sedimentaria, es pecialmente plástica debido a las intercalaciones de margas y yeso, forma entre el macizo emergente de la Precordillera que queda al E, y los sedimentos rigidizados por potentes intercalaciones de porfirita al W, un solo pliegue de gran envergadura, invertido al E. Por rompimiento de su flanco medio, se produce el sobrescurrimiento del Aconcagua que es un principio de formación cobijaduras. Pero esta estructura es un caso especial en los Andes centrales, determihada por condicio - nes locales. En los Andes Peruanos, la constitución plicativa está conservda ente todo en la faja calificada por nosotros como Cordillera Intermedia, ubicada entre las Cordilleras Occidental y Oriental. Los estratos mesozóicos forman una serie de sistemas de pliegues de capas jurásicas y cretáceas que frecuentemente se perci - ben a gran distancia y en el núcleo de los cuales suele

asomar el Triásico y el Paleozóico Superior, sobre todo al acercarse los pliegues a la Cordillera Oriental, y ocasionalmente, a la Occidental. En el borde de la Cordillera Oriental los anticlinales se suceden más densamente y se hallan más fuertemente dislocados en los flancos orientales por sobrescurrimientos de rumbo. El emplazamiento erguido de los flancos y por consiguiente el rumbo de los pliegues, no son uniformes en la Cordillera Intermedia, Las fallas transversales no desempeñan sino un papel secundario, al igual que en la cordillera argentina. En la parte Sur de la Cordillera Occidental peruana, la constitución mesozóica está mayormente oculta bajo formaciones volcánicas más jóvenes, y en Perú central, ella ha sido víctima casi completamente de la intrusión de un plutón muy extendido. En cambio, en el Norte del Perú, los estras mesozóicos muestran con frecuencia plegamientos más erguidos y más fuertemente dislocados. En la Cordillera Oriental los estratos mesozóicos, con exeepción de los flancos, se conservan mayormente solo como restos erosivos, localmente circunscritos, y aparecen como entreplegamientos erguidos o escamamientos a lo largo de dislocaciones de rumbo.

En el geosinclinal Caribe, las condiciones geosinclinales típicas no se desenvuelven sino con la profundización hacia el E. EN esta comarca, muchas veces los sedimentos mesozóicos metamórficos están plegados isoclinalmente, o han sido comprimidos en pliegues de zig-zag. En cambio, en la serranía del Interior predomina un plegamiento relativamente sencillo de los sedimentos no metamorfoseados, pero que están fuertemente dislocados por fallas transversales. El plegamiento generalmente está dirigido contra el vorland, lo que se expresa especialmente por los escurrimientos de los pliegues cretáceos sobre el Terciario del margen de los Llanos. La parte occidental del geosinclinal Caribe se distingue por macizos

antíguos que han sido solivantados por movimientos de tiempos modernos. En el borde SE de la Sierra de Mérida y en la Depresión de Táchira, el Cretáceo solo está levemente plegado, pero dislocado fuertemente, especialmente en la depresión. En la Cordillera Oriental de Colombia, la cubiertasedimentaria fué plegada entre los macizos antíguos al formar sistemas longitudinalmente extendidos y poco dislocados de estratos cretáceos y terciarios. Tan solo en el oriente un empuje hacia los Llanos se hace sentir claramente; por su parte los pliegues más occidentales han sido escurridos erguidamente sobre los sedimentos terciarios del Valle del Magdalena, También en el geosinclinal Antártico, el plegamiento se vuelve más intenso a raíz del doblamiento de la cadena en sentido ecuatorial y conduce otra vez a plegamiento isoclinal o de zigzag, conectado con la metamorfización más o menos fuerte de los estratos. Según KRANCK, llegan a presentarse hasta sobrescurrimientos poco inclinados y de tamaño mayor. En el caso del plutón de la cordillera Darwin y su manto esquistoso altamente metamórfico, probablemente se trata de un macizo premesozóico.

El plegamiento en la zona subandina a lo largo de toda la faja andina, desde Trinidad hasta Tierra del Fuego ofrece el cuadro típico del plegamiento de vorland. Algunos sistemas de pliegues que mayormente están separados por sinclinales amplios y suaves, y cuyo flanco contrario a la cordillera, frecuentemente está erguido o dislocado fuertemente, acompañan el borde de la cordillera o se separan de él en ángulo agudo, abierto hacia el Sur y se internan en el vorland. Es sugestivo hacer responsable de ésto al alzamiento generalmente claro y fuerte y al escurrimiento de la cadena frontal de la cordillera sobre los estratos del foredeep subandino del plegamiento en este. Otras dislocaciones posiblemente se relacionan con el relieve del basamento del subsuelo profundo.

Por lo visto, nuestras observaciones sobre la constitución plicativa llevan a la conclusión de que el plegamiento fué relativamente débil en la mayor parte de los Andes, sobre todo en los Andes centrales. Pero ya durante el Mesozóico se manifiestan movimientos emersivos y localmente también inmersivos de los viejos núcleos que fueron de gran importancia para la evolución de la orogenia y a los cuales debe atribuírse un papel importante con respecto a la constitución de la montaña. Teniendo presente la constitución geológica de los Andes, llaman la atención tres fajas de rocas cristalinas que actualmente están denudadas de su cubierta sedimentaria, pero que muchas veces se elevan a grandes altitudes. Ellas constan de estratos antíguos, altamente metamórficos y de intrusiones graníticas que fueron desplazades casi totalmente en muchos sitios por plutones más jóvenes. La edad prepaleozóica de los dos primeros grupos de rocas se aclara por el hecho de que aparecen en ellos entreplegamientos de estratos paleozóicos o superposiciones discordantes de dichos estratos. No siempre es fácil comprender el papel que desempeñaron estos núcleos antíguos durante el Mesozóicocon respecto al desenvolvimiento de los Andes porque los sedimentos mesozóicos conservados en ellos no son sino residuos erosivos menores. Un núcleo de esta índole ya aparece en el extremo Sur del continente y entra desde el SE por la Isla de Cabo de Hornos a la Tierra del Fuego. Este núcleo recorre la cordillera de la Costa de Chile. Al Norte de Chile va recortándose más y más a causa de la joven ruptura de hundimiento de la costa, y en el ángulo entrante de Arica está completamente sumido en el mar. En la costa del Sur del Perú, la zona cristalina vuelve a aparecer en el continente y puede proseguir, cubierta localmente por Paleozóico y Mesozóico como en Chile, en calidad de franja costera medianamente alta hasta la Penín-

sula de P

sula de Paracas, allende la cual vuelve a hundirse al mar para surgir por última vez con pequeños macizos en el desierto de Sechura de la costa norperuana y dirigirse finalmente en la región de Paita, flanqueada por estratos paleozóicos erguidos en dirección W al Océano Pacífico. En la Patagonia, el núcleo cristalino fué inundado sobre un frente ancho por la transgresión del Tithoniano-Neocomiano, pero en la región de Nahuelhuapi había estado solivantado como macizo de notable altitud y ante esta circunstancia, las transgresiones mesozóicas al W quedaron rezagadas. En el curso inferior del río Biobio, el Triásico Superior marino y terrestre se halla entreplegado con el cristalino. Con toda probabilidad, la orogénesis del Jurásico Superior fué efectiva ahí y provocó un nuevo alzamiento del núcleo cristalino. Vimos otros indicios de esta orogénesis en Chile central donde el Liásico está entreplegado con las viejas rocas de la Cordillera de la Costa, mientras que el Niocomiano de la región de Copiapó transgrede encima y presenta disposición poco perturbada. Al plegamiento y solivantamiento del Jurásico Superior por lo tanto siguió una denudación pronta y luego el hundimiento. Las condiciones en el Sur del Perú parecen ser semejantes; se conocen ahí estratos marinosdel Dogger y del Cretáceo Inferior como también porfiritas mesozóicas, que ocupan la franja angosta de la Cordillera de la Costa que en la actualidad aparece poco solevantada y que aún estuvo hundida bajo el mar hasta el Mioceno. En el N del Perú, la transgresión sobre las rocas antiguas de la Cordillera de la Costa solo comienza en el Senoniano y sus asomos isleños dieron motivo en el cerro de Aspereira a la colonización con Rudistas.

El segundo núcleo cristalinoemerge en el Sur del Perú, sobre la prolongación de la Cordillera Real de Bolivia; lo forma la Cordillera Oriental del Perú y del Ecuador, la Cordillera Central de Colombia, así como el Maci

zo de Santa Marta. Posiblemente pasando por la península de la Guajira, podría haber estado conectado con la Tierra de Caribia. La transgresión del Triásico-Liásico había invadido el tronco antíguo en Perú Central y septentrional. Sin embargo, más al Norte, la Cordillera Oriental del Ecuador y su prolongación a la Central de Colombia evidentemente formaron la costa occidental del avance del mar triásico hasta el Sur de Colombia. La intercalación de Liásico Inferior a la serie terrestre de Payandé-Girón en el N de la Cordillera Central y la transgresión de los mismos estratos en la esquina SW del viejo macizo de la Sierra de Santa Marta, parecen indicar un inicio temporáneo de la depresión que separa el macizo de la cordillera y que hoy está atravesada por el río Magdalena. El levantamiento de la Cordillera Oriental del Perú determinó ya en el Liásico Superiorel rechazo del mar de esta comarca; durante las transgresiones del Tithoniano y del Neocomiano, ella todavíá formaba la costa oriental. Los avances del mar en el Albiano y Coniaciano sin embargo, volvieron a atravesarla una vez más. Después sobrevino el solivantamiento definido que tuvo como consecuencia la denudación vasta de los sedimentos mesozóicos. En Colombia, el flanco occidental del viejo tronco cristalino cubierto por diabasas, porfiritas y rocas silíceas del Cretáceo. Sobre el flanco oriental, sobre los sedimentos arenosos y las rocas intrusivas y extrusivas porfiríticas de la serie juratriásica de Payandé que llegan hasta más arriba de la pendiente, transgreden estratos marinos del Cretáceo Medio. En el N de la Cordillera Central y sobre el flanco occidental del sectorde Antioquia, el Cretáceo Volcánico lleva intercalaciones marinas del Barremiano con Pulchellia que prueba que esa facies comprende el Cretáceo Inferior y que hubo comunicación al menos temporal entre el miogeosincli -

nal al E y el eugeosinclinal al W de la cumbre de la Cordillera Central. Prescindiendo de estos avances marinos, limitados en tiempo y en espacio, la Cordillera Central, llamada por TULIO OSPINA la vértebra andina de Colombia, fué una barra durante el Cretáceo entre el mar del geosinclinal Caribe y las transgresiones pacíficas en el W. Desde el comienzo del foso del Cauca y el Valle del Magdalena en el Terciario Inferior hasta el Terciario Superior, el bloque del flanco oriental sufrió desde Ibagué al N una suave inclinación al E, y muestra un flanco occidental más o menos invertido, de capas erguidas y sobrescurrimientos al W.

Estos datos enseñan que el sector Sur de los Andes, de curso meridional, va recorrido por dos fajas alternantes de rocas cristalinas antíguas que con frecuencia son el teatro central de las intrusiones magmáticas jóvenes. Bajo su influencia, evidentemente ambas zonas fueron solivantadas fuertemente, de manera que forman los núcleos de la montaña, que se yerguen a grandes altitudes, sobre extensiones mayores y que van flanqueadas de lado y lado por zonas plegadas de sedimentos. Esta constitución es más perfecta hacia el N en Colombia y Ecuador. El núcleo cristalino de la Cordillera Real del Ecuador y su extensión y su extensión a la Cordillera Central de Colombia, van acompañados de lado y lado por las Cordilleras Oriental y Occidental, formadas por sedimentos plegados o por productos volcánicos. Estos ramales entran en virgación en dirección N hacia el Mar Caribe y sus brazos exteriores se prolongan en el Oriente hacia la Cordillera Caribe y en el Occidente hacia el Istmo de Panamá. En la parte meridional de este sector andino, el ala occidental de los Andes, o sea la Cordillera de la Costa de Colombia, está vastamente hundida por la sumersión ruptural en la costa del Pacífico. En relación con esta sumersión costera,

aun la zona cristalina que se percibe desde Tierra del Fuego por la Cordillera de la Costa patagónica y chilena hacia el N, solo presenta algunos restos terrestres en la región costera del Norte del Perú. De la zona sedimentaria occidental solamente están conservados los esquistos metamórficos en las islas del S de Chile, como también un depósito cretáceo de caliza todavía no bien confirmado, hallado en la Isla Cambridge. La zona sedimentaria oriental parece virgar en la Tierra del Fuego y su rama oriental se prolonga evidentemente al arco Antártico. Por lo tanto llegamos a la conclusión de que la montaña de los Andes, aparentemente uniforme, consiste en dos partes distintas. El núcleo del sector meridional se sumerge hacia el N y sale al Norte del Perú con rumbo NW hacia el Pacífico. El núcleo del sector septentrional se levanta al Sur del Perú y termina hacia el Norte de Colombia en el hundimiento costero del Mar Caribe. En los Andes Peruanos , los dos núcleos se sustituyen mutuamente; el núcleo sumergente meridional y el emergente septentrional de la montaña la recorren paralelamente de SE a NW. Hemos explicado que del cambio de rumbo de la montaña en el Norte de Bolivia, probablemente son responsables estructuras eopaleozóicas que avanzan desde el vorland brasilero hacia el espacio andino y abandonan el continente en el Norte del Perú; ellas deberían ser la causa de la sustitución de los núcleos antiguos. La convergencia de los pliegues jóvenes en la zona sedimentaria oriental del N del Perú, correspondiente al sector Sur de la montaña, y en la occidental del sector septentrional de la misma, posiblemente también encuentre su explicación en la sustitución mútua de los núcleos. Es de esperar que futuras investigaciones contribuyan pronto a aclarar este problema de los "goznes" andinos que se relacionan con el cambio de la montaña en Bolivia y en el Norte del Perú. Estos dos goznes (hinges) pertenecen probablemente a las regiones

más interesantes, pero también menos conocidas de todos los Andes.

En el geosinclinal Caribe, por fín, todavía llega a surgir un tercer núcleo que va flanqueado de ambos lados por una zona de sedimentos más o menos fuertemente metamórficos. En la parte panda SW del geosinclinal solo está indicado por algunos macizos antíguos que han sido erguidos en medio de los estratos mesozóicos. Suss movimientos ascendentes durante el Cretáceo se reflejan en los sedimentos de la Cordillera Oriental colombiana y en Venezuela occidental en los de las vecindades. Según nos dimos cuenta, los movimientos ascendentes coinciden generalmente al tiempo con las fases orogénicas. En el Terciario Superior, ellos tuvieron como consecuencia una subdivisión de los núcleos antíguos, a lo largo de dislocaciones de rumbo, en bloques alargados. En las partes retrasadas de los movimientos ascendentes, se conservan entonces sedimentos Palezóicos y Mesozóicos. En forma semejante como se conducen los tres grandes núcleos cristalinos, se comportaron también los macizos menores ubicados en las zonas sedimentarias intermedias, pero dentro de ellos generalmente se asoma sino el Paléozóico como roca más antígua. Estos macizos solo fueron levantados en forma de abovedamientos amplios y suaves. A raíz de los movimientos posteriores advino la posición erguida que afecta en la mayoría de los casos el flanco oriental, y, además con frecuencia el sobrescurrimiento erguido del núcleo sobre los estratos arrastrados e invertidos del flanco. En comparación con estos movimientos ascendentes de gran envergadura, el plegamiento en las áreas sinclinales grandes tiene una importancia secundaria, no únicamente en los Andes centrales sino también en la Cordillera Oriental de Colombia y en Venezuela Occidental.

3. LOS PROCESOS MAGMATICOS

La parte occidental del espacio de los Andes, principalmente, ha sido durante todo el Mesozóico el teatro de una actividad volcánica enorme. Hemos visto que la fragmentación y el hundimiento de los predecesores paleozóicos de la actual montaña de los Andes estaba acompañada de la formación de potentes masas efusivas cuya acumulación tuvo lugar ante todo en el Triásico más antíguo. Al parecer, la actividad volcánica se tranquiliza en toda la montaña durante el Triásico Superior. Pero ya entre los sedimentos del Liásico Inferior de la cordillera chileno-argentina otra vez se intercalan con frecuencia tobas y lava, y en la Cordillera Occidental de Perú meridional, las calizas de Alata del Liásico Medio, se acuñan en la formación porfirítica de la cordillera. En la parte W de la cordillera chileno-argentina también se interponen en varios niveles del Dogger tobas y lavas entre los sedimentos marinos que demuestran la actividad volcánica. Durante el Jurásico Superior y en relación con los movimientos orgánicos en la parte occidental de toda la montaña, se suscitó una actividad volcánica especialmente intensa que produjo en este sector andino la parte antigua de la formación porfirítica. Según FERUGLIO, la formación porfirítica austral de la falda oriental de los Andes Antárticos, es de la misma edad. La parte joven de la formación porfiritica de la cordillera chileno-argentina se formó en conección con el movimiento orogénico del Cretáceo Superior y puede ser ya de origen terrestre. En cambio, la formación porfirítica de la Cordillera Occidental del Ecuador y de Colombia, igualmente del Cretáceo Superior, se depositó submarinamente, a juzgar por sus interclaciones marinas, y ésta superpuesta por el Maestrichtiano marino. La acumulación de estas grandes masas eluptivas submarinas tienen que haber coincidido con hundimien

tos considerables hacia el lado andino occidental. También hubo actividad volcánica fuerte en el Terciario. Regionalmente, ella comienza ya en el Terciario Inferior, pero solo llegó a generalizarse más al comienzo del Terciario Superior, en conexión con los movimientos orogénicos. La producción de potentes lavas aglomerados y tobas, generalmente de naturaleza andesítica, basáltica, y localmente, dacítica, se relaciona otra vez con movimiento epirogénicos.

De importancia aún mayor que los procesos efusivos deben haber sido los intrusivos, para la formación de la montaña, y pueden adquirir dimensiones colosales en el sector principal, meridionalmente dirigido, de los Andes. Dentro de las distintas fases de la orogénesis andina, los viejos núcleos y macizos relevantados son sobre todo el teatro de la extensa actividad magmática intrusiva. Así hemos visto ante todo en la cordillera patagónica, que los plutones jóvenes han desplazado casi completamente las rocas más antíguas, y ésto también ocurre en los lugares de la Cordillera Central de Colombia. En vista de este hecho, se llega a la conclusión de que este formidable ascenso de magma no solo era pasivo sino activamente responsable del solivantamiento y de estos sectores andinos. Un ejemplo especialmente típico para una elevación de todo un ramal andino por intrusiones de magma, nos parece ser la Cordillera Real de Bolivia que se prolonga hacia la Cordillera Oriental en el S del Perú. Aquí, las rocas macizas de los plutones no solo se yerguen hasta más de 6000 m, sino que también el manto sedimentario circundante del cual fueron descortezados, se eleva considerablemente sobre el terreno serrano que se agrega del E y del S y que consta de sedimentos paleozóicos sincrónicos. Una intrusión magmática, excepcionalmente intensa, tuvo lugar en el sector

de Perú central de la Cordillera Occidental. Sobre una distancia de más de seis grados de latitud, los sedimentos mesozóicos fueron consumidos casi completamente por un plutón uniforme de enormes dimensiones cuya edad equivalente al Terciario Superior ha podido comprobarse por su invasión a los estratos de la formación de Rimac del Cretáceo Superior Terciario Inferior. Como sucede ahí, los estratos del Cretáceo entran enc contacto con el plutón altitudes entre 4000 y 5000 m, pero como por otra parte el plutón ha alterado en su pie occidental de Lima con estratos del Neocomiano por metamorfismo de contacto, surgimiento suyo estaba relacionado con una falla de muy considerables dimensiones. Evidentemente las vemos aqui con una dislocación que hundió las rocas antíguas de la Cordillera de la Costa S del Perú sobre las cuales transgrede el Neocomiano en la región de Lima. Se trata del único caso de un plutón tan extendido en estratos mesozóicos. Ciertamente, las intrusiones jóvenes en los demás también están distribuídas en los sedimentos y en las formaciones porfiríticas del Mesozóico, pero los diversos plutones tienen menor extensión y no se llega al extremo de la fundición de sectores cordilleranos enteros. La "Cordillera Blanca" que se levanta en Perú central de la Cordillera Intermedia y que está separada de la Cordillera Occidental por el valle del río Santa, debe su gran elevación a varias hileras de plutones alargados que aparentemente siguen un abovedamiento de estratos del Jurásico y del Cretáceo. Pero STEINMANN pudo observar en algunos valles transversales profundamente erodados, que las intrusiones, descortezadas en la actualidad de su manto sedimentario y erguidas en sus picos hasta más de 6000 m, se fusionarán parcialmente en la profundidad a formar un plutón mayor. Este, sinembargo, es considerablemente menos extenso que el de la Cordillera Occidental. También en otras ocasiones, y

en analogía con la Cordillera Blanca, los plutones están ordenados en hileras, relacionadas en el sentido del rumbo a anticlinales fuertemente abovedados. Esta disposición se manifiesta en la región de la cordillera de Mendoza meridional que investigué. A los plutones muy elevados del Alto de Paramillo siguen hacia el borde oriental de la cordillera hasta la división de aguas otras cuatro hileras de intrusiones. BACKLUND suponía que a la migración de W a E del plegamiento en las distintas fases orogénicas correspondería un desplazamiento de la actividad intrusiva que se refleja también en la constitución petrográfica de los plutones, de las diferentes hileras. Su comportamiento con la estructura geológica de los sedimentos circundantes, en esta región, lo hemos discutido detenidamente en ocasión anterior y lo hemos tratado resumidamente en el presente libro (pg.....). No puede caber duda de que los plutones han penetrado a los sedimentos y a rocas eruptivas más antíguas hundiéndolos durante el ascenso. Esto se reconoce con mucha claridad en las intrusiones de las rocas graníticas claras a las porfiríticas mesozóicas que engranan con éstas por medio de apofísis con delimitación irregular. Así mismo es seguro que no han ascendido,durante sino después del plegamiento. p Para el ascenso los plutones prefieren en muchos casos dislocaciones y zonas de debilitamiento anticlinal, pero también atraviesan las rocas frecuentemente sin sugesión a la estructuración tectónica; su ascenso entonces puede relacionarse con dislocaciones en el basamento premesozóico de los plutones. La erosión ha destapado y cortado en la actualidad niveles de los plutones de diversa actitud. Solamente los más profundosmuestran un expresivo metamorfismo de contacto. Los sedimentos de la parte alta de los plutones y sobre todo los del techo, a veces están atravesados por todo un sistema de silos y filones trans

versales, pero apenas han sufrido la influencia del contacto. Sin embargo, también hay dentro del radio de los sedimentos mesozóicos regiones extensas que están completamente libres de intrusiones, por ejemplo la Cordillera Intermedia del Perú al S de la Cordillera Blanca, o la Sabana de Bogotá y prácticamente toda la parte inferior de la Cordillera Oriental de Colombia.

La determinación de la edad de los plutones frecuentemente ocasionan dificultades, sobre todo en los núcleos antíguos, siempre que no entren en contacto con sedimentos mesozóicos. El joven granito andino en modo alguno es un tipo uniforme, sino que varía de adamelita, diorita granítica, tonalita hasta diorita hornbléndica. Pero evidentemente, los granitos andinos también difieren petrográficamente de las intrusiones más antíguas, según lo permiten reconocer los análisis presentes pero no hay en abundancia de las rocas intrusivas antíguas. Ya las intrusiones del Mesozóico Inferior que ascendieron en conexión con las series efusivas triásicas cuyas rocas ácidas en muchos casos fueron descritas como keratófidos, se distinguen por su carácter más o menos alcalino (granitos alcalinos, monzonitas). Menos bien delimitado todavía está el grupo de los plutones del Paleozóico Superior, pero en apariencia prevalecen los granitos diotíticos y bimicáceos. Según las investigaciones de SCHURMANN, los granitos de los macizos antíguos, como indican muestras tomadas de la Sierra de Mérida, muestran una coincidencia amplia con granitos yosemitíticos del basamento precambriano de Surinám. Tienen tendencia al desarrollo porfídico; con grandes fenocristales rojizos de oligoclasa.

Por consiguiente, la constitución tectónica de los Andes en los sectores de orientación meridional se refiere a los siguientes procesos; ascenso del magma y elevación de las glebas inyectadas sobre las regiones geosin

clinales mayores no solivantadas, lo cual tuvo como consecuencia en éstas un plegamiento relativamente débil de la cubierta sedimentaria y también aumento de la constitución del subsuelo por glebas. Por medio de esta constitución geológica se diferencia la parte principal de la montaña claramente de las dos comarcas gesosinclinales, en el N y en el S, que tornan hacia el Este y se distinguen por plegamiento más intenso y metamorfismo más acentuado de los sedimentos como también por el receso notable de la actividad volcánica intrusiva y efusiva; en cambio la presencia de rocas efusivas ultrabásicas es especialmente característica para dichas comarcas. Estos sectores de la montaña manifiestan la transición hacia montañas ecuatoriales de hábito alpino. El sector de la montaña que tiene rumbo meridional, dada su estructuración por glebas y la actividad magmática e intensa, en cambio es una montaña marginalmente y típicamente pacífica. Pero en toda la extensión de la montaña andina, los procesos de ascenso de magma ababados de discutir y los movimientos epirogénicos y orogénicos, no han contribuido sino muy poco a establecer la actual elevación las formas de relieves de las montañas. Estas se produjeron solo en los tiempos más modernos por la cooperación de tres factores: Ya desde el Terciario Superior hasta los tiempos más recientes, las montañas sufrieron un solevantamiento general, en parte como bloque entero, en parte por sectores diferentes que estaban separados entre sí por las fosas y valles tectónicos, en parte ya desde el Terciario. Mediante hundimiento sucedáneo pero localmente también por alzamiento de las glebas en los b bordes occidental y septentrional del Continente, se formaron durante este tiempo los cursos actuales de la costa. Los frecuentes terremotos de los bordes y del interior de la montaña, producidos en las dislocaciones donde tenían lugar los movimientos, nos permiten darnos cuenta de que éstos en ninguna manera se han aquietado.

Simultáneamente con estos procesos epirogénicos, volvió a iniciarse una actividad efusiva intensa que sigue hasta hoy día en forma debilitada,. Ya en el Pleistoceno ella condujo a la arruma de cerros volcánicos altos, superpuestos en orden de hileras, independientes de la constitución geológica más antígua y restringidos a determinados sectores de los Andes. Hemos llamado la atención de manera especial a las relaciones de este volcanismo joven con los grandes fosos. Finalmente, la glaciación de los Andes durante el Pleistoceno también desempeñó un papel sustancial en la elaboración del actual relieve. Durante su extensión máxima, la Tierra de Fuego y la Patagonia meridional estaban sepultadas casi íntegramente bajo un manto uniforme de hielo cuyos últimos restos todavía se conservan en las planicies glaciales del interior de la cordillera Patagónica. El aumento del encubrimiento con hielo, especialmente en el W de la cordillera, tuvo como consecuencia un movimiento paulatino de inclinación hacia el W y el S de la parte meridional del continente. Este se manifestó en el W, en la costa del Pacífico, por medio de la sumersión bajo el nivel del mar de los valles glaciales que fueron labrados durante el Pleistoceno Inferior por el avance de los glaciares de la cordillera, y, en la costa del Atlántico, por medio del alzamiento de depósitos diluviales de playa. A causa del ascenso del nivel del mar en los tiempos postglaciales, los valles glaciares del Oeste aun hoy día no han sido puestos en seco sino que forman un paisaje típico de fiordos que se perciben desde Tierra de Fuego por el Sur de Chile hasta los 44° de Lat. Sur. La inclinación también es responsable de la apertura de incisiones en varios de los grandes lagos glaciales represados detrás de los muros de las morrenas en el pie oriental de la cordillera patagónica, causada por la erosión que avanzaba desde el W. y por el desplazamiento consiguiente al Oriente de la división de aguas desde la cordillera ha-

cia el paisaje de morrenas del vorland oriental. La mayor extensión de la glaciación pleistocena sin embargo no se restringe solo a la parte Sur de los Andes, sino que se puede seguir en las partes altas de la montaña allende el ecuador hasta las empinadas sierras de Santa Marta y de Mérida, próximas a la costa del Caribe. Los potentes depósitos fluvio-glaciales del Cuaternario que se levantan en los valles de la montaña a gran altitud sobre los actuales niveles de erosión, en calidad de terrazas o de "mesas", y que constituye en su borde oriental los extensos abanicos y campos de acarreo, han contribuido substancialmente a la formación de los aspectos presentes del paisaje. Pero a pesar del significado bien destacado que corresponde a la explofación de los fenómenos y depósitos glaciales del Cuaternario de los Andes de Sur América, como única montaña alta que se extiende desde regiones casi polares sin interrupción hasta muy allá del ecuador, se halla aquí un gran campo de investigación que es más o menos vírgen.

BIBLIOGRAFIA

Obras de compilación sobre la geología de toda la Montaña de Los Andes o de los paises andinos, que no fueron citadas en los diferentes capítulos, asimismo que cartas generales:

SCHUCHERT, CH. Historical geology of the Antillean-Caribbean region. New York 1935.

GERTH, H. Die Kordillereh von Südamerika. Regionale Geologie der Erde 3/IV b, 1939.

STILLE, H. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin 1940.

GERTH, H. Geologie Südamerikas. Erater Band. Berlin 1941.

STOSE, G. W. Geological map of South America 1:5.000.000. Geol. Soc. America, New York 1950.

WEEKS, L.G. Paleogeography of South America. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 31, 1947.

ARGENTINA

WINDHAUSEN, A. Geología Argentina, segunda parte: Geología histórica y regional del territorio argentino. Con bosquejo geológico de la República Argentina y partes adyacentes. Buenos Aires 1931.

GRÖBER, P. Mespzóico. Gegrafía de la República Argentina, Tomo II, primera parte. Soc. Argent. Geograf. Gaea. Buenos Aires, 1952.

FERUGLIO, E. Descripción geológica de la Patagonia. Tomo I-III. Buenos Aires 1949.

---------- Mapa geológico de la Patagonia y Tierra de Fuego 1:2.000.000. Dirección General Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires, 1939.

---------- Mapa geológico de la región oeste del meridiano 62, entre los paralelos 32 y 42, 1:2.000.000. Direc. Gener. Yacim. Petrol. Fisc. Buenos Aires 1942.

Mapa geológico de la República Argentina 1:2500 ooo. Dirección General de Industria Minera. Buenos Aires 1950.

CHILE

BRUGGEN, J. Grundzüge der Geologie und lagerstättenkunde Chiles. Heidelberg 1934.

---------- Fundamento de la geología de Chile (con bosquejo geológico de Chile). Instituto Geográfico Militar. Santiago 1950.

BOLIVIA

AHLFELD, F. Geología de Bolivia (con mapa geológico de Bolivia, parte andina. 1:212.000). Revista Museo La Plata. Secc. Geol. 3, 1946.

PERU

STEINMANN, G. Geologie von Perú. Heidelberg 1929.

BROGGI, J.A. Mapa geológico preliminar generalizado del Perú a la escala de 1:8.000.000. Bol. Inst. Geol. del Perú. 1, 1945.

LISSON, C.J. y BOIT, B. Edad de los fósiles peruanos y distribución de sus depósitos. Lima 1942.

WOLF, TH. Geografía y geología del Ecuador con carta geológica del Ecuador 1:2.000.000.

SHEPPARD, G. The geology of South Western Ecuador. London 1937.

SAUER, W. Mapa geológico del Ecuador 1:500000. Universidad Central de Quito 1950.

COLOMBIA

Mapa geológico de la República de Colombia, escala 1:2.000.000. Ministerio de Minas y Petróleos. Servicio Geológico Nacional, Bogotá 1944.

VENEZUELA, TRINIDAD

LIDDLE, R. A. The geology of Venezuela and Trinidad.with map: Reconnaissance of the areal geology of Venezuela ca. 1:500.000. Paleont., Research Inst. Ithaca, New York 1946.

BUCHER, W. H. Geologic structure and orogenic history of Venezuela. Geol. Soc. Amer. 49, New York, 1952.

---------- Geologic tectonic map of the United States of Venezuela. Geol. Soc. Amer. New York, 1950.

WARRING, G.A. The geology of the island of Trinidad B.W. I. Hopkins Univ. Stud. in Geol. 7, 1926.

LERNER, M.E. Introduction a la geologie de Trinidad. Paris 1935.

COPIA 1

CAPITULO IV.

~~Capítulo iV~~. Los Andes Caribes.

Aún cuando las dos cadenas principales de los Andes Peruanos ~~continuan~~ traspasan directamente a los Andes Caribes, sinembargo se ~~presentan~~ vuelven a presentar cambios esenciales en el sistema de montaña. Ya en el Sur del Ecuador emerge al ~~XXW~~ E de la Cordillera Oriental ecuatoriana una nueva cadena que se desarrolla en Colombia en calidad de la Cordillera Oriental, ~~al~~ mientras tiempo que la Cordillera Oriental del Ecuador se ~~convierte en~~ llama en Colombia la Cordillera Central. Al pié de la Cordillera Occidental se antepone una zona costera de la cual surge una Cordillera de la Costa de bajo relieve. Pero ante todo tiene lugar, aproximadamente en los lindes del Perú con el Ecuador, un cambio de rumbo de toda la montaña. Contrastando con el giro suroeste-noreste de las Cordillera Occidental y Oriental del Perú, las cadenas ~~equivalx~~ correspondientes del Ecuador meridional corren hacia el Nordeste. SAUER publicó en 1950 una croquis tectónico de las cordilleras del Ecuador, del cual se desprende que la Cordillera Occidental en el Sur del Ecuador se compone de una serie de cadenas ~~cordones~~ plegadas de corta extension y rumbo NE, que en el Ecuador central se tornan el NNE, a formar un trayecto cordillerano mas uniforme. Esta representacion de SAUER ~~es~~ tiene respaldo en las observaciones mas antiguas de SIEVERS. Segun este autor, la Cordillera Occidental surecuatoriana consta entre Ayavaca y Loja de una alternancia de pliegues ~~xxgxidamxxtexplegadxx~~ erguidos, compuestos de porfiritas, tobas, esquistos arcillosos y calizas oscuras que llevan rumbo ENE hasta NE. Es decir, tienen la misma direccion como las rocas antiguas de la Sierra de Amotape del Norte del Perú que se perciben, segun TSCHOPP, hasta la region de Machala, situada en el pié de la Cordillera Occidental del Ecuador meridional. Evidentemente, presenciamos otra vez del acomodamiento de los pliegues jóvenes a estructuras antiguas del subsuelo. Hemos visto que tambien el el Norte del Perú los pliegues mas occidentales de la Cordillera Occidental comban mas fuertemente al Oeste y hemos hecho el ensayo de explicar este cambio de rumbo a base de amoldamiento a estructuras del Paleozóico Superior. Por lo tanto hay la apariencia que el ~~tornar~~ cambio del rumbo de los pliegues de la Cordillera Occidental ~~y~~ en el Norte del Perú y ~~en~~ el Sur del Ecuador, en direccion mas occidental, tenga que ver con una convergencia ~~ajuntamiento~~ de pliegues, motivada por estructuras del subsuelo mas profundo con direcciones diferentes y edad mayor.

Mientras que de esta manera ~~a~~ los pliegues de las Cordilleras Occidentales del Norte del Perú y del Sur de Ecuador se encuentran en ángulo ~~xgudoxhasta~~ recto hasta agudo, las dos Cordillera Orientales ~~traspasanxentrexsi~~ en asocio de sus zócalos antiguos de rocas intrusivas y metamórficas se enlazan en forma mas bien curva. La ~~montaña~~ masa mediante del Norte del Perú que separa las dos cordilleras se vuelve ~~angostaxhaciaxlaxfronterx~~ mas y mas angosta hacia la frontera y se sustituye en el Ecuador por una depresion de tipo de foso que en este pais separa las dos cordilleras. A la Cordillera Occidental del Ecuador se antepone hacia el Océano Pacífico otra zona costera que contemplaremos en primer instancia.

1) La zona costera del Ecuador y la Cordillera de la Costa del Norte de Colombia.

La zona costera del Ecuador es la continuacion Norte del retazo costero del Norte del Perú, formado de estratos terciarios,

pero está separada de este por el hundimiento del Golfo de Guayaquil. Tambien en el Ecuador la zona costera está compuesta prin- prevalentemente de depósitos terciarios y de cubiertas mas jóvenes; entre los terciarios sinembargo asoman en muchos sitios a la superficie rocas del Cretáceo ~~en muchos sitios~~. El subsuelo ~~mas~~ antiguo solo aflora en dos sitios del estuario de Guayas, al Sur de Guayaquil., a saber en Punta de Piedra y, en los cerros de Masvale a veinte kilómetros al Oriente de dicha punta, en los cerros de Masvale, donde asoman esquistos arcillosos filiticos y areniscas metamórficas. Presumiblemente, como sucede en el Norte del Perú, se trata de sedimentos metamórficos paleozóicos, de modo que en lo referente a constitucion geológica, la zona costera del ~~Norte del Perú~~ Ecuador corresponde en lo esencial a la del Norte del Perú. El terreno costero avanza en este pais tanto al W como lo hace la peninsula de Amotape en el Norte del Perú; se pueden distinguir en él dos regiones de distinta constitucion geológica. La oriental abarca desde el pié de la Cordillera Occidental hasta el borde W del bajo del rio Daule y forma el "dintel de Daule" de TSCHOPP. Probablemente se trata de la parte mas estable de la zona costera que todavia era alta durante el Terciario Inferior y no pudo ser invadida por el mar. A principios del Terciario Superior, el dintel se hundió y el mar mioceno avanzó sobre ella. Mas tarde, al final del Terciario, sufrió un movimiento de gozne mediante el cual los estratos terciarios miocenos del lado occidental fueron levantados y expuestos a la erosion, mientras que la parte oriental situada contra el pié de la cordillera, se hundia y se volvió la cuenca receptora de los productos de erosion del la montaña emergente. ~~El dintel del Daule~~ La gleba del Daule está separada en el SW por los cordones de los cerros de Chongón y de Colonche del propio borde costero, dividido en ~~tres~~ numerosas glebas irregulares. Generalmente, las glebas han sido ladeadas al SW o al W, dando lugar a que en el borde alto asomen el Cretáceo bajo el Terciario y forme los relieves altos aludidos. Pero el Cretáceo tambien aflora en la punta de la peninsula de Santa Elena y vuelve a presentarse en la parte Norte de la costa en los cerros de La Hoya, Jama y Cuaque. Se trata principalmente de depósitos del Turoniano y del Senoniano, debajo de los cuales todavia asoman en algunos puntos las porfiritas del Cretáceo Inferior. Megafósiles (Inoceramus) solo se han hallado ~~al Norte del~~ NW de Guayaquil en el Cretáceo Superior al NW de Guayquil y al pié de la Cordillera Occidental. Solo con el auxilio de la microfauna, pudo THALMANN separar los estratos turonianos de Callo con Globutruncana renzi CUSHM. de los estratos senonianos de Guayaquil con Siphogenerinoides clarki CUSHM. Aquellos consisten en esquistos arcillosos siliceos y areniscas silificadas de origen tobáceo, y ~~estos~~ en estos son aún mas abundantes en la silificacion todavia aumenta y frecuentemente se hallan intercalados por franjas lidíticas. Este desarrollo del Cretáceo Superior es esencialmente diferente de los depósitos neriticos, ricos en fósiles de la Sierra de Amotape y Silla de Paita del Norte del Perú y se aproxima bastante al desarrollo de la facies en la Cordillera Occidental de Colombia. En las rocas piroclásticas de la serie yacente de Piñón que se hallan en los desfiladeros orientales de los cerros de Chongón, en Pascuales, ha penetrado un plutón granitico.

El Terciario del Oeste del Ecuador está sometido a un cambio ~~de~~facies repetido de facies, semejante al del Norte del Perú, pero en los pormenores la secuencia de los estratos es bastante diferente. Sedimentos del Paleoceno, posiblemente tambien del Daniano, los pudo comprobar THALMANN con el auxilio de microforaminíferos en los cerros de Estancia en la costa suroccidental y en perforaciones de la península de Sta. Elena (esquistos de San José). La sedimentacion marina por lo tanto ~~no sufre interrupcion~~ tampoco en la costa ecuatoriana sufre interrupcion en el límite Cretáceo-Terciario. El Eoceno Inferior de la Península de Santa Elena está representado por la Arenisca de Ancon y el Eoceno Medio transgrede en Guayaquil y en los cerros de Chongón con calizas de orbitóides y litotamnium sobre el Cretáceo Superior inclinado. El orogénesis en la Cordillera Occidental del límite Cretáceo-Terciario ~~se manifiesta evidentemente~~ en apariencia solo se manifiesta localmente, tal como en el borde del dintel del ~~Daule~~ Daule mediante posicion inclinada en fallas, pero resulta difícil conceptuar que los cerros de Chongón y Colonche sean una rama de la Cordillera Occidental que se desprende hacia el NW. La sedimentacion marina de estratos neríticos que solo pasajeramente se interrumpió y localmente ~~restringida se vió interrumpida por~~ a causa de depósitos distantes de la costa, arcillosos y ricos en foraminíferos, persiste hasta el limite del Eoceno con el Oligoceno. Se presentan aquí estratos con bivalvas (Thyasira, Pleurophopis y otras) y radiolarios que denuncian agua mas fria y mas profunda y que se hallan separados ~~lock~~ en el espacio por depósitos contemporáneos que contienen una fauna ligeramente salobre de moluscos (Hannatoma, Ampullinopsis), lo cual bien se puede explicar por diferencias considerables de profundidad. didad(1). La fauna salobre y las areniscas con restos de plantas ~~indican, á igual que en el Norte del Perú~~ un disecamiento pasajero en el Oligoceno mas antíguo, semejante al que pudimos hacer probable con respecto al Norte del Perú. Fué motivado por un movimientos renovados en el espacio costero y, en contraposicion al Perú, estuvo acompañado en el Ecuador por procesos volcánicos. Silos de rocas doleríticas e intrusiones de dacita (cerro Bravo y otros) están restringidos al Terciario Inferior de la zona costera. Mientras que el mar no vuelve en el Sur sino hasta el Oligoceno Superior, y su trangresion está demarcada por discordancias locales en la base, en el Norte de la zona costera, asi en la provincia de Esmeraldas, no tuvo lugar interrupcion alguna de la sedimentacion marina en el Oligoceno. Los depósitos del Mioceno actualmente estan conservados sobre todo en el ~~dintel del Daule~~ umbral del Daule, como tambien en la cuenca de Progreso entre los cerros de Chongón y Estancia que pueden haber sido islas que sobresalian del nivel ~~marino~~ del mar del Terciario Superior. En lo demas, el Mioceno de la costa Sur ha sido mayormente presa de la erosion ~~de la erosion~~ en los tiempos mas recientes. En cambio, en Esmeraldas, el Mioceno está representado por esquistos con foraminíferos, ricos en material tobáceo cuya fauna paulatinamente se vuelve salobre hacia arriba.

1) STAINFORTH quiere referir la presencia de esta fauna a una corriente marina fria, una especie de predecesor de la corriente de Humboldt. Sinembargo exactamente la misma asociacion de fauna se halla tambien en Trinidad y en Colombia donde difícilmente se puede explicar por corrientes frias.

En la region del Daule y en la cuenca del Progreso se depositaron en el Plioceno estratos con moluscos salobres. Mientras que en estas regiones el hundimiento perduró hasta tiempos muy recientes, el borde costero sufrió un solevantamiento general.

En Colombia, la zona costera se estrecha primeramente a raiz de rupturas en la costa del Pacífico y el Terciario no se halla muy solevantado, razon por la cual en el Sur de Colombia solo llegan a la superficie depósitos miocenos. En Nariño, la zona terciaria todavia es relativamente ancha, pero está cubierta ámpliamente por rellenos jóvenes entre los cuales se halla mucho material volcánico. Mas al Norte, en el Departamento del Cauca, la costa vuelve a retroceder al Este y el Mioceno rico en fósiles de la llamada formacion del Pacífico solo forma una franja angosta de cerros bajos en el pié de la Cordillera Occidental. Al Norte de Buenaventura, esta zona costera se extiende al bajo de tipo de foso que separa las Cordilleras Occidental y de la Costa. En esta parte meridional, está drenada por el rio San Juan que se dirige al Pacifico al NW de Buenaventura. En la parte septentrional, el rio Atrato corre hacia el golfo de Urabá del mar Caribe, de modo que la division de aguas entre el Pacifico y el Atlántico se halla a escasa altura en un terciario bajo.

Al N del codo del rio San Juan que hace el rio San Juan hacia el Pacifico, la cadena interior de la Cordillera de la Costa se yergue del Terciario Superior costero. Aumenta hacia el N paulatinamente de altitud y continúa con rumbo hacia el istmo de Panamá, cambiando de rumbo al NW. Ella consta de dos cadenas de mediana elevacion, entre las cuales la oriental, en su término Sur, se parte en dos brazos por el valle longitudinal del rio Baudó. La cadena occidental emerge en la punta terrestre de Garachiné del istmo de Panamá y se prolonga como cadena costera a punta Cruces en el Norte de Colombia, allende la cual vuelve a sumergirse bajo el mar. Mas hacia el Sur, se conservan restos del flanco oriental de la cadena en la península de Cabo Corrientes en Arusí, al N y S de la poblacion de El Valle. Ademas pertenece la isla Gorgona, situada mar afuera en el Sur, una prolongacion hundida de esta cadena hacia el Sur. Sobre la constitucion de la cadena oriental de la Cordillera de la Costa que se conserva en toda su extension, hay una serie de observaciones de HUBACH en relacion con un informe sobre la posibilidad de un canal interoceánico, utilizando el rio Atrato y su afluente izquierdo, el Napipí. En los nacimientos de este rio, la division continental de aguas solo se halla a unos 2 km de la costa del Pacifico, dado que la cadena occidental de la Cordillera de la Costa ha sido hundida por hundimientos jóvenes. Las observaciones de HUBACH se complementan con una seccion geológica por la Cordillera de la Costa que SHAW y MITCHELL han levantado en la misma region (fig. 40, ver J.W. GREGORY, The Structure of Asia, London, 1929). Los estratos mas antíguos de la cadena interior costera, fueron interpretados erróneamente por HUBACH como Cretáceo Superior, segun un afloramiento en el rio Mequerá, afluente Sur del Napipí (confusion de ..... con Mammites). La serie de Mequerá consta de una alternancia de esquistos arcillosos y areniscas, intruidos en las vertientes del Napipí por basalto que provocó la silificacion fuerte de aquellos. Sobre esta serie transgrede en el Este la serie del Napipí con mas de 1000 m de espesor y con un conglomerado basal calcáreo que lleva guijos de la roca basáltica. Ella consta ante todo de material tobáceo que en parte está silificado y tiene intercalaciones de areniscas glauconiticas con foraminiferos. Los estratos han sufrido fuertes dislocaciones y HUBACH los emplaza en el Terciario Inferior. Hacia el Este, o sea

contra el curso bajo del Napipí, la serie está superpuesta concordantemente por la serie del Pacífico, de edad miocena, que en parte corresponde al piso de Gatun de Panamá. La parte inferior es arcillosa con lechos y lentes de arcilla siderítica e interposiciones de arenisca que tienen foraminiferos y moluscos. En la parte superior prevalecen areniscas que contienen impresiones de hojas en Buenaventura. El Terciario Inferior solo está poco perturbado y buza suavemente hacia el terreno bajo del Atrato. La cadena occidental de la Cordillera de la Costa todavia se conoce menos que la oriental, estimandose que su constitucion sea semejante. Los estratos de la parte Sur de Cabo Corrientes, entre ellos esquistos metamórficos y calizas cristalinas (La Cuevita), fueron interpretados por HUBACH como cretáceos (véase apéndice 1, pg....). Este Cretáceo fuertemente plegado, el Terciario Inferior y el Terciario Superior suavemente plegado que sigue discordantemente encima, indican que tambien en la region costera hubo varias fases de movimientos en el Terciario. Su parcelacion y solevantamiento en forma de glebas inclinadas al Este, la Cordillera de la Costa no acaeció sufrió sino hacia el final del Terciario. Las depresiones entre las cadenas estan formadas por partes hundidas de las glebas de gozhe. Dentro de ellas el Terciario está conservado con un espesor mayor.

La isla Gorgona, en su calidad de extension Sur de la Cordillera de la Costa, se conoce de un estudio que en 1925 hizo HUBACH. Las rocas mas antíguas que asoman en la isla, tambien son esquistos fuertemente silificados que se manifiestan típicamente en la Gorgonilla que es el apéndice SW de La Gorgona, y se asemejan a rocas similares del curso alto del Napipí cuya edad se estima cretácea en vista de los sedimentos liditicos. Allá como aquí, los sedimentos estan intruidos por gabbro y basalto. El bajo que separa las dos islas es un sinclinal terciario cuyo borde oriental, o sea el extremo occidental de La Gorgona está separado de las rocas lidíticas por una roca intrusiva al parecer ultrabápica. Segun esta determinacion es prácticamente seguro que la Cordillera de la Costa realmente llegaba en el Pacifico hasta el Sur de Colombia, pero es dificil determinar si combinaba con los sedimentos cretáceos de la zona costera del Ecuador.

De 1950 data una descripcion importante de A. GANSSER sobre dicha isla, acompañada de una carta geologica que revela una subdivision mas prolija de los sedimentos terciarios. El estudio contiene ademas una descripcion pormenorizada de las rocas eruptivas básicas. Los sedimentos solo aparecen en el lado occidental de La Gorgona, en la isla Gorgonilla y en dos islotes entre ambas. Ellos estan compuestos de areniscas calcáreas fosiliferas del Mioceno Superior y de arcillas finamente arenosas con areniscas y bancos de conglomerados en la parte inferior. Estos contienen, aparte de guijos de rocas siliceas, otros provenientes de las rocas básicas de la isla principal. El Oligoceno está representado por esquistos arenosos silicosos con radiolarios y foraminiferos. El Eoceno Superior, que fué confundido por HUBACH con el Cretáceo, solo se identificó en la pequeña isla del Viudo, al SW de la Gorgonilla. Consta de esquistos siliceos, tobáceos con radiolarios en cuya base hay areniscas calcáreas con Lepidocyclina peruviana. Las eruptivas básicas que forman el grueso de las islas Gorgona y Gorgonilla, se componen de rocas efusivas que GANSSER juzga por su estrutura ofítica como diabasas y que van acompañadas de

de tobas. Ademas es frecuente el gabbro augítico y en algunos sitios se observó peridotita augítica. Tambien Gansser supone que la Cordillera de la Costa vuelve a surgir en el grupo de islas de La Gorgona, despues de hundirse en Cabo Corrientes. En este cabo, Gansser encontró calizas de ~~xxxxxxxxx~~ algas ~~xxx~~ del Oligoceno Medio, así como liditas con cornubianitas rojas y verdes que él coloca en el Paleoceno. ~~y que~~ Ellas son mas jóvenes que las rocas eruptivas que constan aqui de ~~D~~ diabasa, gabbro y tambien de basaltos, ~~en parte estructura con estructura de.....~~, y de doleritas. Los estratos del Oligoceno Superior al N de Cabo Corrientes ciertamente llevan muchos componentes piriclásticos, pero no fueron intruidas por rocas básicas. Mientras que los gabbros y las diabasas, a igual que en la Gorgonilla, probablemente tienen edad equivalente al Eocena Superior, los basaltos evidentemente ~~xxx~~ solo aparecen en el Oligoceno. Segun Gansser, la prolongacion de la Cordillera de la Costa al Sur de la isla Gorgona tampoco ha de buscarse en los cerros de Chongón y Colonche de la faja costera del Ecuador occidental. Mas bien considera factible que vuelva a asomar en la ~~xxxx~~ peninsula de Santa Elena donde las rocas silíceas del Cretáceo y del Paleoceno están intruidas por diabasa y dolerita.

El limite entre Colombia y Panamá sigue por un ~~atravesaño~~ levantamiento transversal que une la Codrillera ~~costera~~ de la Costa con la cadena caribe del istmo. El ~~atravesaño~~ levantamiento que forma la division entre el terreno bajo ~~xx~~ del Atrato y la mediana depresion del istmo, consta de Copos de andesita que se levantan hasta mas de 1000 m. En el curso superior del rio Salaquí, que fluye al Atrato, segun FERRY (SCHUCHERT 1935), aparecen ~~en~~ sobre la pendiente de la cadena costera interior esquistos con foraminíferos de la serie de Napipí, superpuestos de andesitas y subyacidos por calizas con una fauna de orbitóides del límite del Oligoceno.

Olsson supuso en 1932 que el Terciario de la zona costera del Perú, del Ecuador, del Sur de Colombia y del bajo del Atrato hubiesen sido depositados en un brazo marino estrecho, limitado al E por la Cordillera Occidental y al W por un "borderland" hipotético cuyo límite oriental estuvo formado por la Cordillera de la Costa en el Norte de Colombia. Para este brazo de mar, Olsson ha introducido la expresion ~~poco afortunada de~~ "Geosinclinal de Bolivar", "poco afortunada para este caso de un brazo marino angosto", y supuso que por este brazo hubo un intercambio activo entre los Océanos Atlántico y Pacífico, principalmente en el Terciario Superior. Recientemente, Nygren recogió la suposicion de Olsson, tratando de respaldarla con los resultados de ~~nuevos~~ estudios mas recientes suyos y de otros sobre el Terciario del espacio del "geosinclinal de Bolivar". Infortunadamente, los resultados de esta investigacion solo se publicaron resumidamente en un cuadro, segun el cual el material para la sedimentacion en el brazo marino ~~xxxxxxxxxxxxxxxx~~ habria provenido prevalentemente ~~xxxxxxxx~~ del Oeste, ~~pero~~ si bien en el Terciario Superior principalmente del Oriente. Pero no se informa en qué se diferencian los materiales del Oeste y del Este, siendo que rocas eruptivas básicas y sedimentos silíceos se hallan tanto en la Cordillera Occidental como en la de La Costa, de modo que una diferenciacion en cuanto a la procedencia del material sedimentario debe ser muy difícil. Es posible que durante el Terciario Inferior, la Cordillera de La Costa haya sobresalido del nivel marino en la forma de una hilera de cerros isleños de origen volcánico, superpuestos a un lomo submarino. De esta manera, ella puede haber suministrado material sedimentario al mar marginal del bajo del Atrato. Pero en el Terciario Superior, ~~se depositaron en~~ durante el Mioceno Inferior, se depositaron arcillas con foraminíferos. Ellas han sido ~~re~~elevadas hoy en dia sobre el flanco oriental de la cadena costera interior, pero no dan a conocer hacia el W transicion alguna a sedimentos clásticos costeros

En su forma actual, las cadenas costeras evidentemente deben su ascenso del mar a movimientos del final del Terciario. En el Ecuador, las condiciones de facies del Terciario Inferior ya hablan en contra de la existencia de tierra firme en el Oeste. STAINFORTH ha llamado la atencion hacia el hecho de que los depósitos con radilarios que en parte llevan moluscos de agua mas profunda, están restringidos a la parte occidental de la zona costera, estando reemplazados tierra adentro por sedimentos neríticos. Con respecto a los depósitos terciarios de la costa tanto del Ecuador como de Colombia, segun la constitucion de los sedimentos y de su fauna, se trata de transgresiones repetidas del Oceano Pacifico, Este cual tuvo en el istmo de Panamá un enlace ámplio con el mar Caribe que duró hasta el fin del Mioceno. Su costa oriental equivalia a la Cordillera Occidental y a lo largo de esta costa la faja nerítica de esta zona hubo un intercambio entre las faunas de moluscos de los dos océanos.

Bibliografia.

HUBACH, E., Apreciacion de los proyectos de canal interoceánico por el Napipí y el Truandó, segun puntos de vista geológicos. Bol. Minas Y Petrol. 3, 13, Bogotá 1930

NYGREN, W.R., Bolivar geosyncline of northwestern Southamerica. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 34, 10, 1950

OLSSON, A.A., The Peruvian Miocene. Bull. Amer. Pal. 19, Ithaca 1932

STAINFORTH, R.M., Applied micropaleontology in coastal Ecuador. Journ. Pal. 22, 2, 1948

THALMANN, H.E., Micropaleontology of upper cretaceous and paleocene in Western Ecuador. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 30, 3, 1946

TSCHOPP, H.J., Geologische Skizze von Ecuador. Bull. Schweiz. Petrol. Geol. und Ing. 15, Basel 1948

2. La Cordillera Occidental del Ecuador y de Colombia y su Virgacion.

Hasta la última guerra mundial, nuestro conocimiento de la constitucion geológica de las cordilleras en el Ecuador, se basaba todavia esencialmente en la obra resumida de TH. WOLF del año de 1892. Tan solo en los últimos años, las investigaciones de la geologia petrolífera han aportado una ampliacion considerable de nuestros conocimientos, acerca de los cuales nos ha dado TSCHOPP, 1948, una exposicion compilada (fig. 42). Ya WOLF se habia dado cuenta de que la Cordillera Occidental consta esencialmente de rocas volcánicas cretáceas; este concepto ha recibido plena confirmacion por las investigaciones recientes. La Cordillera Occidental está conformada de tres grupos de estratos que ya hemos conocido del Cretáceo de la zona costera. Como los estratos de la Cordillera Occidental se hallan mas conturbados y no han dado a conocer hasta ahora sino microfósiles en contados sitios, la delimitacion mutua de los grupos todavia ocasiona dificultades. El grupo mas antiguo, llamado serie de Piñón, formado de lavas profiríticas y de sedimentos piroclásticos, sobre todo está desarrollado a lo largo del pié oeste de la Cordillera Occidental y puede representar sustancialmente el Cretáceo Inferior. Las partes mas altas de la cordillera están constituidas por esquistos siliceos, areniscas cuarcíticas y rocas eruptivas de la serie de Callo, la cual, segun se ha visto, segun

por hallazgos de fósiles de Inoceramus en la zona costera, corresponde al Cretáceo Superior antiguo. La parte oriental de la cordillera que se inclina suavemente hacia el terreno interandino alto, está formado de conglomerados, arebiscas y esquistos arcillosos, con intercalacion local de bancos o lentes de caliza. Esta serie de Yunguilla, lleva una fauna de foraminiferos con Siphogenerinoides, semejante a la de la serie de Guayaquil de la orla costera, de modo que le corresponde la misma edad del Senoniano Superior. Segun TSCHOPP, los estratos marinos de la formacion de Yunguilla traspasan hacia el W a una serie de estratos rojos que constan de esquistos arcillosos abigarrados, areniscas y conglomerados con algunos lechos de toba. Los atraviesan diques de porfirita, y, en los conglomerados de la base, se hallan rodados provenientes de la serie de Pallo, debiendo suponerse por lo tanto que exista una discordancia angular transgresiva en la base de los estratos de Yunguilla. Especialmente en los grupos de estratos mas antiguos que mencionamos, aparecen algunos plutones de granito, que, en lo conocido, no han ejercido sino un metamorfismo débil en las rocas encajantes. Segun SHEPPARD, al W de Guaranda, en la falda poniente de la Cordillera Occidental, se manifiesta un plutón grande de granito; TSCHOPP se inclina a adscribir una edad cretácea tardia o infraterciaria a esta intrusion. AUBERT DE LA RUE (1948) menciona de la Cordillera Occidental del Ecuador intrusiones básicas, gabbro y peridotita, transformada esta en serpentina de la carretera de Quito a Sto. Domingo de Los Colorados. El valle de Guaranda está rellenado de lavas y tobas neovolcánicas bajo las cuales emergen rocas erguidas de la formacion de Yunguilla que forman la division de aguas hacia el terreno interandino alto. La aparicion de las rocas mas antiguas en el pié occidental y la de rocas mas recientes a la altitud del borde oriental de la cordillera, como tambien el buzamiento oriental fuerte observado por TSCHOPP, inducen a suponer que toda la cordillera es una gleba vertida al E. Frente a este movimiento, el plegamiento y la compresion en veces fuerte de los estraos dentro de la gleba, aparecen como un porceso secundario.

La Cordillera Occidental del Ecuador traspasa directamente a la Occidental de Colombia. No lejos de la frontera, GROSSE cruzó la cordillera en el valle del rio Guabo que es el curso superior del rio Mira que desemboca en el Pacífico al Sur de Tumaco. Este corta casi completamente la cordillera y su division de aguas con los afluentes del Patia que cruza la Cordillera Occidental mas al Norte en un estrecho valle transversal, se halla casi exactamente en el lado oriental de la cordillera, a unos 3.000 m de altitud. Esta division está formada de una cobertera joven producida por los volcanes jóvenes que están puestos sobre el flanco E de la cordillera y que son los volcanes de Chiles y de Cumbal. En la seccion geológica transversal del rio Guabo, tanto el flanco oriental empinado de la Cordillera Occidental como tambien la parte baja de su flanco occidental están sepultados bajos tobas y aglomerados andesiticos, y solo en el curso superior de dicho rio, las rocas mesozóicas están a la vista. Estas se componen de lavas porfiriticas, aglomerados y tobas, dentro de los cuales hay intercalaciones mayores de esquistos arcillosos. Estas rocas fueron intrudidas por un plutón dioritico que convirtió los sedimentos de contacto en cornubianita. Mas al N, a ambos lados del estrechado del rio Patia, GROSSE tuvo oportunidad de ver una seccion mas completa de las rocas estratificadas de la pendiente E de la Cordillera Occidental. Llamó la atención hacia la posibilidad de que estas rocas pudiesen ser del Cretáceo, cuestado o menos metamorfizado, pero en el mapa las caracterizó del foso del Patia, en vista de la ausencia de fósiles, las caracterizó como paleozóicas (formacion de Chita). Estando conocidos los sedimentos del Cretáceo Superior del Ecuador, difícilmente cabe duda de que tambien en

la márgen del sector colombiano de la Cordillera Occidental, las rocas en cuestion son de la misma edad. GROSSE diferenció cuatro grupos de estratos de Chita, entre los cuales el mas antiguo consta de esquistos siliceos negros y liditas. El siguiente grupo está formado casi exclusivamente de porfiritas y tobas aglomeráceas que han adquirido un estado esquistoso metamórfico. Encima están lechos de esquistos arcillosos abigarrados de consistencia silicea hasta filitica que terminan arriba con cuarcitas de color claro. El grupo mas jóven se compone de esquistos arcillosos gris oscuros que localmente tambien tienen caracter filitico. Una comparacion con el desenvolvimienyo en el Ecuador indica que los dos grupos inferiores equivalen a la serie de Callo y los dos superiores a la serie de Yunguillo en ese pais. Los estratos acostumbran buzar hacia Oeste con 50 hasta 70°. Dicho buzamiento ~~al Oeste~~ occidental difiere del oriental que se conoce en el Ecuador; esto mismo ~~acondiciona~~ explica la pendiente fuerte de la cordillera contra el foso del Cauca-Patia y el declive mas suave hacia el Océano Pacifico. En contraposicion al sector ecuatoriano de la Cordillera Occidental, el colombiano equivale a una gleba inclinada al Oeste.

Mas al Norte existe un breve informe de AUBERT DE LA RUE, quien visitó, a medio grado de latitud al Sur de Buenaventura, los valles de los rios Yurumangui y Naya del flanco W de la Cordillera Occidental. Segun estos datos, dicho flanco está compuesto a esa latitud ~~por~~ por esquistos arcillosos negros, piriticos, por filitas verdosas y violáceas y por cuarcitas. Dentro de los sedimentos han penetrado granitos biotiticos, dioritas, monzonitas y gabbros que los transforman frecuentemnte en esquistos andalusíticos y estaurolíticos. Entre los rodados de los rios, AUBERT DE LA RUE tambien ha encontrado neis cordierítico, anfibolitas y pegmatita turmalínica, rocas que pudieran hablar en favor de una denudacion del basamento en las partes altas de la cordillera, si es que no provienen de conglomerados o cascajos mas jóvenes. A lo largo del ferrocarril de Cali a Buenaventura, STUTZER cruzó la Cordillera Occidental, y HUBACH compiló ~~de estas~~ una seccion de estas observaciones y de las suyas. Se desprende de ~~estas observaciones~~ ahí que la Cordillera Occidental consta de dos cadenas, o sean la occidental formada por los cerros de Dagua, constituidos de esquistos simiometamórficos, que va atravesada por el curso inferior del rio Dagua, y la oriental o cadena principal, típicamente diabásica, que sigue mas al Oriente y está separada de aquella por el valle longitudinal del rio Dagua. La cadena occidental está compuesta de esquistos arcillosos, en parte margosos, y siliceos, con intercalacion de diabasa, intensamente plegados y subplegados en zig-zag. Los sedimentos han sido penetrados por abundantes rocas eruptivas básicas e intermediarias. El valle longitudinal de la poblacion de Dagua ha sido motivado por una dislocacion, a la cual se debe el solevantamiento de rocas eruptivas ~~básicas~~, de tipo diabásico. Mas hacia el Este, contra la cresta principal, surge en otra dislocacion un ~~piso~~ nivel inferior de la estructira cordillerana, dentro de cuyas rocas diabásicas penetraron plutones extensos de rocas dioríticas. Ellas forman, cerca del pié del foso del Cauca, la division continental de aguas. En la escarpa que limita con el foso, están sobrepuestas de areniscas y arcillas esquistosas de la formacion carbonífera del Cauca, de edad terciaria.

Sobre la Cordillera Occidental no aparecen informaciones sino mucho mas al Norte, de HUBACH, referentes al espacio de la virgacion inicial de la misma. En su borde occidental ~~de la misma~~ (rio Murrí), hasta el E de Quibdó, se presentan sedimentos del Terciario Inferior, rocas diabásicas atribuidas al Cretáceo, intrusiones ultrabásicas al parecer infraterciarias, dioríticas, andesíticas y basálticas, que pueden corresponder al Oligoceno y Mioceno. Hacia el interior de la Cordillera Occidental, ellas limitan en general con los esquistos arcillosos ligera hasta medianamente metamórficos, incluidos por TULIO OSPINA (1911) y R. SCHEIBE (1935) al provisional sistema Juratriásico (frontino) y recubiertos en partes por sedimentos lidíticos y lavas diabásicas que ~~seguramente~~ corresponden al Cretáceo. Ademas se hallan valles longitudinales circunscritos a los 7° lat. N con remanentes del Terciario, como el que se desarrolla al S de Dabeiba (conglomerados, areniscas y arcillas del tipo oligo-mioceno de la formacion carbonífera de Antioquia) y el de Cañas Gordas que parece estar formado del Terciario Inferior. Estos valles se prolongan intermitentemente hacia el Sur, así el del rio Pabón (cabecera S del Murrí) que continúa hacia El Cármen; sus sedimentos (conglomerados, etc.) equivalen litológicamente a la formacion de Antioquia y no al Juratriásico. Hay de este modo por lo tanto indicios de una subdivision longitudinal terciaria en la parte Norte de la Cordillera Occidental. Al virgar la cordillera hacia el Caribe, el "Juratriásico" y el probable Cretáceo en facies prevalentemente sedimentaria (liditas, esquistos arcillosos silíceos, calizas y areniscas cuarcíticas) van hundiéndose y recubriéndose hacia el Norte, a la medida que se aber la digitacion, con Terciario inferior. Como ala oriental de la virgacion puede considerarse en la práctica la baja y ondulosa serrania de San Jacinto que sigue va hacia Barranquilla, constituida de depositos sedimentos complejos del Terciario Inferior con ocasionales afloramientos del Paleoceno y del Senoniano, trasgredidos por el Mioceno. Al Oeste sigue el valle morfológico del Sinú, comprendido entre la serrania de San Jacinto y la serrania de Urabá, cuyo fondo pando, tambien está formado de sedimentos infraterciarios, ya mas sencillamente desarrollados. Hacia ~~Serrania de Abibe que es el ramal central de la virgacion~~, prolongá axialmente el Sur, el terreno se levanta y está principalmente formado de sedimentos mesozóicos, incluso el Juratriásico. La serrania de Abibe que es el ramal central de la virgacion, y que no se manifiesta claramente sino al N de los 7° lat. N, comienza a digitar a este latitud y por su parte consta de ahí al N de sedimentos marinos oligo-miocenos con fases paludales en el Oligoceno (carbón), a los cuales se agregan en la parte oriental sedimentos arcillosos fuertemente esquistosos y cuarcitas que ~~pueden~~ representan el Terciario Inferior, incluyendo el Paleoceno. -Al Oeste de Abibe, ~~la ramificacion~~ el ala occidental de la flexion de la Cordillera Occidental se halla un tanto modificada debido a que gran parte de su flanco poniente ~~este~~ el sector que enlaza el flanco poniente con la serrania Caribe de Panamá ~~hundido~~ al Norte del curso inferior del rio Sucio (afluente del bajo Atrato), bajo extensa planicie cenagosa del bajo Atrato y del rio León. Sinembargo en ella hay ~~montes~~ cerros testigos en hilera que indican la prolongacion original de la faja infraterciaria-cretácea del borde de la Cordillera Occidental, hacia la serrania Caribe de Panamá, identificada segun algunos conceptos con la serrania del Darien (este nombre suele aplicarse tambien a la division de aguas Atrato-Tuira). Dichos testigos se manifiestan desde Sautatá en el curso mas bajo del Atrato ~~en direccion~~ SW (basaltos abajo de la poblacion y areniscas cretáeas? en la Loma La Pulga) ~~en direccion~~ con rumbo SW hacia la Loma del Cuchillo (centro de la planicie entre los rios León y Atrato; dioritas básicas) y al Sur des esta en dos cerritos formados del Terciario Inferior. Al N de Sautatá se encuentra una sucesion ~~terciaria~~ del Terciario Inferior con lavas basálticas (dolerítica), separadas por una planicie de la costa de Titumate del lado W del Golfo de Urabá, constituida de

sedimentos arcilloso-silíceos del Paleoceno o Tardi-Cretáceo (Maestrichtiano). Estos son tienen las facies de sedimentos análogos hallados en la Cordillera Occidental. Se vislumbra así la extensión del borde W de la Cordillera Occidental hacia la serrania Caribe de Panamá, que viene a ser de este modo un sector de la virgacion de la Cordillera Occidental. Al Este de esta extension, hasta el pié poniente de la serrania de Abibe, la prolongacion N de las rocas diabásicas que se hallan al Sur del curso inferior del rio Sucio se halla desvirtuada completamente en el terreno hundido, que avanza hacia el Golfo de Urabá.-Con estas observaciones se conforman las de TROLL quien constata el rumbo SSE de los montes testigos mencionados y la presencia de esquistos arcillosos y liditas de tipo cretáceo al W de Sautatá. En la interpretacion de esta zona de virgacion, como en la de todo el Occidente de Colombia (al E de la Cordillera Central), debe tenerse presente que se trata de un área tectónica muy complicada, sobre todo por fallas.

De la cadena principal (oriental) de la Cordillera Occidental, al S de los 7° lat. N, solo hay datos sobre la pendiente hacia el rio Cauca, solo hay datos de R. SCHEIBE en relacion con la geologia de Antioquia. Segun esta informacion, el flanco oriental hasta allende la division de aguas Cauca-Atrato está compuesto de esquistos arcillosos y areniscas cuarcíticas, interpretadas como jurotriásicas, con intrusiones de granito en los afluentes del rio San Juan que metamorfosearon dichos estratos, interpretados preliminarmente como juratriásicos. En el rio Cauca mismo, hallamos, al Sur de la poblacion de Antioquia y arriba de Anzá, porfiritas y rocas de aspecto diabásico que corresponden claramente a la formacion porfirítica de E. GROSSE (1926). Mas al Norte, la cadena culmina en el interior el Páramo de Urrao Frontino de 3740 m de altitud, constituido de los esquistos jura-triásicos con intrusiones graníticas y cubierto de trazas de la glaciacion cuaternaria (R. SCHEIBE). Al NW, hasta Dabeiba, siguen los esquistos, cuya edad mesozóica o mas antígua no se ha podido determinar hasta ahora. La extension NW del nudo de Frontino parece ser la serrania de Abibe cuyo flanco occidental en la parte Sur consta de esquistos y liditas con intercalacion local de calizas cristalinas que estan penetrados por porfiritas, dioritas y gabbros. Todas estas rocas se extienden hasta el curso medio del rio Sucio donde se encubren con Terciario Inferior. Sobre el flanco oriental de la serrania de Abibe, en el rio Verde, en cambio hay una alternancia de esquistos oscuros y cuarcitas que HUBACH coloca en el Terciario Inferior, pero que podria ser mas bien del Tardicretáceo. Debajo de estos sedimentos, donde el rio Verde desemboca al rio Sinú, asoman otra vez liditas de tipo cretáceo. Al Oriente del rio Verde se presenta un terreno montañoso alto compuesto de esquistos, cuarcitas y calizas mesozóicas (?) con gleba terciarias que se puede interpretar en sentido amplio como cadena de San Jerónimo, en que está la division de aguas entre las cabeceras de los rios Sinú (W) y San Jorge (E). De su parte oriental se desprende la serrania de San Jerónimo que muere en Barranquilla. Desde los 7° de lat. Mas al Norte, los ejes de las cadenas se hunden prontamente y las rocas mesozóicas desaparecen bajo los sedimentos terciarios. Este descenso de los ejes de los plieques coincide con el fracturamiento de la cordillera en un número mayor de unidades plicativas. La estructura de la virgacion se desenvuelve dentro de un espacio que se abre en forma de abanico hacia el Golfo de Darien, ya fuera del caribe, limitado al W por la cadena serrania Caribe de Panamá y al E por la serrania de San Jerónimo. Entre estas alas laterales se interponen fajas plegadas que resultan de la virgacion de la Serrania de Abibe cuyas ramas individuales vuelven a digitar. Estos pliegues estan formados exclusivamente por estratos terciarios, entre los cuales el Terciario Inferior aparece axialmente mientras que el Terciario Superior se conserva en los sinclinales. En los pormenores no se conoce la construccion tectónica y no es probable que las distintas cadenas corresponden

a determinado ~~estructura anticlinal~~ pliegue anticlinorial. Si bien los ejes de los pliegues descienden en término medio hacia el Norte, sinembargo se observa que en la costa del Golfo de Urabá todavia asoma el Terciario Inferior, como sucede por ejemplo en la vértebra principal de la cadena de Abibe que se prolonga en Arboletes al mar, ~~xquexmanifiestaxvolxxxxxx~~ con la particularidad de los volcanes de lodo del rio Volcanes que se hallan sobre el flanco occidental. Tambien el cerro Águila que pertenece a la rama mas occidental de la cadena de Abibe y que abandona la tierra firme en Punta Caribana, se compone de estratos eocenos. Los pliegues mas orientales que pueden estar relacionados con la virgacion de la cadena de Abibe, se presentan en el valle del rio Sinú y se hallan vastamente ocultos bajo el acarreo jóven. A ellos pertenece el anticlinal de Monteria que probablemente vuelve a aparecer en el cerro de Cispata, al Norte de Lorica. Al E de estos pliegues del Sinú siguen estructuras que pertenecen al sistema de la cadena de San Jerónimo, o sea el ala oriental de la virgacion. Sus desfiladeros mas septentrionales, segun ~~xxx~~ una seccion geológica de BECK por la region al Oeste de Sincelejo, constan de 3 anticlinales (fig. 43). El ala W del anticlinal occidental está perturbado por varias fallas y la caliza de Palmito con orbitóides se levantó erguidamente a lo largo de una de estas fallas. Mas al W, la caliza tiene buzamiento oriental suave y forma el cerro Chiquito. La dislocacion descrita por BECK como falla de Bolivar se puede perseguir muy lejos al Norte, donde el Cretáceo mas Superior llega a aflorar en la region de Cansona, al Oeste de El Carmen de Bolivar, segun ya lo hace suponer de a entender la seccion anterior de ANDERSON (I, fig. 69, véase CLARK & DURHAM). Segun investigaciones recientes en la region de esta seccion, sinembargo las estructuras son mas complicadas y se trataria de varios anticlinales y sinclinales, afectadas en parte por fallas de rumbo. El conjunto de pliegues se percibe desde Sincelejo, allende El Cármen, a gran distancia hasta que dobla al NE y se sumerge bajo la planicie del Magdalena en la region de Calamar. Mas al Oeste, otras estructuras continúan aún mas al Norte. Cerca de Turbaco, al E de Cartagena, existe en una de estas dislocaciones un volcan de lodo que ya fué descrito por HUMBOLDT; el anticlinal de Perdices se percibe ~~desdexxxí~~ hacia el Norte en depósitos del Terciario Superior hasta la region de Barranquilla.

Casi todos los pliegues aludidos se componen casi exclusivamente de estratos de edad terciaria. El Terciario Inferior se inicia ~~xxquixxx~~ en todo el recinto de la virgacion con conglomerados gruesos (conglomerado de Nuguiales), con guijos de porfirita, lidita y cuarzo. Ellos indican procesos orogénicos en el límite del Cretáceo con el Terciario y una denudacion extensa de los estratos cretáceos solevantados. Encima siguen areniscas y arcillas, con intercalacion ocasional de lentes o bancos de caliza. Segun el indicio de restos de plantas y de lechos de carbon, estos estratos son en ~~gran~~ parte terrestres, pero hacia el Norte se intercalan capas marinas que aumentan hacia la costa caribe. Dentro de los estratos infraterciarios se han encontrado en El Cármen, o sea en las estribaciones septentrionales de la cadena de San Jerónimo, tres faunas diferentes del Eoceno que fueron determinadas por CLARK & DURHAM en 1946. Mientras que las faunas mas antíguas apenas dejan reconocer afinidad con el Terciario Inferior de Norteamérica y en cambio tienen, al lado de especies endógenas, en cambio muchas especies destacadas del Eoceno Inferior del Perú, las del Eoceno Superior acusan relaciones tanto con el Ecuador y el Perú como tambien con el Eoceno de los estados meridionales de Norteamérica. Por lo tanto se puede suponer que solo en este tiempo hubo lugar ~~para~~ a una inmigracion de especies norteamericanas al mar Pacífico de Bolivar de Suramérica septentrional. La fauna del Eoceno Superior se halló en depósitos arenosos que pueden corresponder a la Arenisca de Pozo y a los estratos de Tolúviejo

de los autores arriba mencionados. Tal como sucede en el Perú y en Ecuador, hay entre la fauna del Eoceno Superior bivalvas que se consideran como índices de agua fria (Thyasira en El Cármen, Pleurophopsis y Solemya en el valle del Sinú). Ocasionalmente, tambien hay intercalaciones de calizas de orbitóides; calizas con numulitas pequeñas y asterociclinas se presentan en Arroyo Hondo, sobre la pendiente occidental de la cadena de San Jerónimo. La caliza de Palmito de la region de Sincelejo contiene Helicolepidina spiralis TOBLER que es diagnóstica para el Eoceno Superior. El Oligoceno de la region del Sinú y de ahí al NE, está representado por una serie potente de arcillas esquistosas; la parte inferior es de color rojo y tiene localmente carbón, pero en la parte superior, la presencia de Lepidociclinas grandes en bancos de caliza evidencian el retorno de condiciones marinas. Mas al Occidente, en el Golfo de Urabá, el Oligoceno puede estar ausente o está indicado solo por depósitos terrestres. El mar no regresa ahí sino en el Mioceno Medio, cuyos estratos del Cuchillo llevan una rica fauna de moluscos que coincide vastamente con el piso de Gatún de Panamá. En la parte oriental de la virgacion, el Mioceno aparece en facies marina y la formacion de Gatún está representada por los estratos de Tubará. Solo a partir del Plioceno, el mar regresa depositan capas terrestres en relacion con la creacion de las cadenas de pliegues que están compuestas del Terciario Inferior. Aúnque la subdivision estratigráfica y la correlacion de los perfiles individuales, como tambien la aclaracion de las condiciones de facies, no se hallan tan avanzada como en otras regiones terciarias, lo conocido sobre la evolucion terciaria en el NW de Colombia permite hacer algunas conclusiones sobre el desarrollo de los procesos orogénicos durante este período. Es llamativa, y distinta de las regiones vecinas, la gran deposicion de conglomerados al comezar el Eoceno, en contraposicion a la franja costera del Ecuador y del Perú donde la sedimentacion es contínua desde el Cretáceo hasta el Terciario. Esta diferencia posiblemente pueda explicarse de que nos hallamos en el área de virgacion de la Cordillera Occidental, o sea dentro del orógeno donde los procesos orogénicos se reflejan mas claramente en el desarrollo de los sedimentos que en el sector costero de la orla. La alternancia repetida de sedimentos marinos y terrestres, frecuentemente carboníferos del Terciario Inferior, revela una similitud ámplia con las condiciones de la cuenca de Maracaibo, e indica, ademas, que los movimientos orogénicos del Eoceno persistieron por bastante tiempo. El retroceso del mar en todas las tres regiones que se inicia a principios del Mioceno anuncia otra nueva fase de movimiento fuerte. La creacion definitiva de las cadenas que se abren en forma de abanico hacia el Golfo de Darien, sin embargo puede haber acontecido solo al final del período, en el Plioceno.

BIBLIOGRAFIA

ANDERSON, J.L., Petroleum Geology of Colombia, Sputh America. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol. 29, 8. 1945.

BECK, E., Geology and Oil Respurces of Colombia, the coastal plain. Econ. Geol. 16, 1921.

CLARK, B.L. and DURHAM, J.W., Eocene faunas from the department of Bolivar, Colombia. Mem. Geol. Soc. Amer. 16, 1946.

GROSSE, E., El terciario carbonífero de Antioquia. Reimers, Berlin, 1926

GROSSE, E., Acerca de la Geologia del sur de Colombia. II. Patia y Nariño. Compil. Est. geol. ofic. Colombia, 3, 1935.

HUBACH, E., Informe Geológico de Urabá. Bol. Min. y Petr. 4, Bogotá, 1930.

-------- Anotaciones sobre la estructura de la Cordillera Occidental y sobre el estudio del platino. Bol. Min. y Petr. 4, 1930.

OSPINA, TULIO, Reseña sobre la geologia de Colombia, y especialmente del antíguo departamento de Antioquia. Medellin 1911.
SAUER, W., Contribuciones para el conocimiento del cuaternario en el Ecuador. Quito 1950.
SCHEIBE, R., Informe sobre los resultados de la comision científica nacional en Antioquia (1918). Compil. est. geol. ofic. Colombia, I, 1934.
Sheppard, G., The Western Andes and their relation to the tertiary coastbelt, Ecuador. Geol. Magaz. 68, 1934
SIEVERS, W., Reise in Peru und Ecuador 1909. Leipzig 1914.
STUTZER, O., Beitraege sur Geologie und Mineralogie von Kolumbien. VII. Zur Geologie der kolumb. Westkordillere zwischen Cali und Buenaventura. N. Jahrb. f. Min. etc. Bbd. 56 B. 1926.
-------- Acerca de la geologia de la Cordillera Occidental entre Cali y Buenaventura. Compil. est. geol. of. Colombia 2, 1934.
TROLL, C., Die geologische Verkettung Sued und Mittelamerikas. Mittl. Geogr. Gesellschaft Muenchen 23, 1, 1930.
TSCHOPP, H. J., Geologische Skizze von Ecuador. Bull. Schweiz. Petrol. Geol. und Ingen. 15, 1948.

3. La "Cordillera Real" del Ecuador y la Cordillera Central de Colombia.

A. La "Cordillera Real" del Ecuador

La Cordillera Oriental del Ecuador, o sea la "Cordillera Real", está separada de la Cordillera Occidental por un terreno interandino de niveles mas bajos, con depresiones en forma de cuencas de extension mas o menos grande. En el Norte del Ecuador, el fondo de las cuencas tiene entre 2600 y 2800 m de altitud; encima de ellas, la Cordillera Occidental se eleva 500 m y la Central 800 m, sin tener en cuenta la elevacion de los volcanes superpuestos. En el Norte del Ecuador, el terreno interandino alto se divide por medio de volcanes extinguidos en cuencas individuales. Entre los volcanes situados dentro del espacio del terreno interandino, el Chimborazo llega a 6300 m, mientras que, sobre las márgenes de las dos cordilleras, el Pichincha solo alcanza 4787 m y el Cotopaxi 6005 m. La gran magnitud de los sedimentos pleistocenos y terciarios que constituyen el subsuelo de las cuencas y que no pudieron ser barridos aún por la accion de los rios que cortaron profundamente la Cordillera Occidental, habla en favor de que se trata de una depresion de foso (graben), que fué motivada por una zona de disturbios que afecta el subsuelo profundo interandino de todo el Ecuador. En el Norte, los estratos del Cretáceo mas Superior buzan en el borde oriental de la Cordillera Occidental debajo de los rellenos jóvenes del terreno interandino alto; siendo de suponer que debajo de este estén fallados en peldaños hasta llegar a la dislocacion oriental, donde probablemente la Cordillera Oriental fué levantada escalonadamente. Desde que el basamento cristalino no fué cortado por los rios de la Cordillera Occidental, incluso en sus valles erosivos mas profundos, y como el basamento aparece en el Sur del Ecuador sino en el pié de la Cordillera Occidental, en contraposicion con la Cordillera Oriental que consta de rocas cristalinas hasta una altitud de 4500 m en la cual hay restos de sedimentos mesozóicos, debe tratarse de traslaciones verticales en la corteza, de dimensiones enormes que han de llegar hasta profundidades muy grandes. No es de sorprender por lo tanto que hayan promovido una actividad volcánica especialmente intensa que acumuló paulatinamente conos volcánicos de las dimensiones del Chimborazo cuyo

diámetro de base tiene unos 18 km y cuya elevacion es de 3 km. En ambas márgenes del terreno interandino alto, los numerosos volcanes apagados y activos estan ordenados em hileras. Aquí los volcanes, cuya primera instalacion puede haberse iniciado en retroceder mayormente el Terciario Superior, sinembargo tambien se presentan en el terreno interandino alto donde forman los contrafuertes transversales que separan las cuencas arriba mencionadas. El fondo de las cuencas septentrionales (cuencas de Ibarra y Tulcán, cuenca de Quito) consiste en las partes expuestas de relleno volcánico pleistoceno, compuesto principalmente de material volcánico. A lo largo de los rios, clasificado está dividido en terrazas de diversos niveles y, en la region de Quito, segun SAUER, hay intercalaciones glaciales con indicaciones de varias fases glaciales e interglaciales.

El relleno de la cuenca de Latacunga que sigue al Sur, consiste segun TSCHOPP en conglomerados, arenas, arcillas abigarradas, tobas, piroclásticos y ocasionalmente diatomita. Estos depósitos tienen varios cientos de metros de espesor y siempre estan plegados. La cuenca de Latacunga está separada de la de Riobamba por un contrafuerte, en cuya formacion participan los volcanes Chimborazo, Carihuaizo, Igualata y Tunguragua. En Punín, cerca de Riobamba se encontró en tobas finas muy calcáreas una rica fauna de mamíferos con Mastodon, Mylodon, Equus, otros ungulatos y carnívoros, a los cuales se adscribe una edad equivalente al Pleistoceno inferior. Mas antíguos son los rellenos de las cuencas del Sur del Ecuador. En las ámplias cuencas de Azogues-Cuenca, los estratos mas antíguos que afloran son, segun LIDDLE, la areniscas de Biblián que forman un anticlinal regular al NW de Azogues. Las areniscas contienen moluscos de agua dulce, mayormente géneros y especies nuevos, a excepcion de Hemisinus peyeri-dickersoni PALMER que se aproxima mucho a la especie de las capas de Pebas de la region del alto Amazonas. Las areniscas están superpuestas por las capas de Cuenca que son arcillas esquistosas finamente estratificadas, de color verde claro hasta oscuro y suelen contener escamas de peces y lechos de lignito; tambien se observaron manifestaciones de asfalto y depósitos de yeso en algunos sitios. Los estratos grises de Azogues que están encima y tienen varios cientos de metros de espesor, contienen, segun LIDDLE, lechos de cenizas con bombas volcánicas, pero la lumaquela colectada por WOLF, de la cual GEINITZ determinó Paludina y Cyclas, dió motivo para colocar las Arenisca de Azogues en el Cretáceo. La muestra, a igual que la que recolectó OLSSON, yoque contiene segun PALMER Corbicula y Neritina, no proviene de roca in situ, pero es factible que tambien en la Arenisca de Azogues se halle un nivel con moluscos de agua salobre hasta dulce. En las cuencas de Loja y Malacatos, de la region mas meridional del pais, tambien hay arcillas esquistosas claras o gris amarillentas con capitas de carbon e impresiones de hojas cuya edad es terciaria. Se trata de una flora tropical del Terciario Superior cuyo caracter tropical indica, segun BERRY, que en ese tiempo la cuenca todavia no se hallaba a un nivel tan elevado como hay hoy. Los depósitos terciarios de tal cuenca tambien están superpuestos por areniscas y conglomerados polígenos que pueden ser del Pleistoceno. En todas las partes el Terciario está plegado y en la cuenca de Cuenca ademas está atrvesado interrumpido por andesitas y basaltos, en tanto que mas al Sur, el volcanismo jóven no parece haber actuado. El rumbo N-S de las hileras de cuencas sucesivas pertenecen evidentemente se relaciona con una zona uniforme de dislocacion, colocada entre las dos cordilleras. La depresion de foso así creada, sinembargo se ensancha hacia el Sur, de modo que en las cuencas mas meridionales hay descubiertos sedimentos principalmente terciarios, y que los dinteles entre ellos estan formados por rocas del Cretáceo y del Terciario. Es de suponer que tambien la suspension de la actividad volcánica esté conectada con esta particularidad.

La Cordillera Oriental o Real se compone en el Ecuador de rocas cristalinas. VON WOLFF investigó petrográficamente una abundante colección de muestras de rocas, reunida por REISS en esta cordillera. Al lado de neises graníticos, neises dioríticos y dioritas se hallaron sedimentos metamórficos en alta proporcion (neises albíticos, neises biotítico-muscovíticos, cuarcitas silimaníticas y esquistos otrelíticos); ademas se hallan rocas eruptivas alteradas, como porfiritas, porfiritas cuarzosas, diabasas esquistosas, meláfidos y anfibolitas. En estas rocas dinamometamórficas, VON WOLFF veía productos de alteracion de series sedimentarias paleozóicas y mesozóicas y de las rocas eruptivos que las penetraron. Esta opinion ya no se puede sostener de manera general desde que en la parte E de la Cordillera Oriental se llegó a conocer una sucesion estratigráfica de rocas paleozóicas y mesozóicas que no han sido alteradas por metamorfismo, y que evidentemente se colocan en discordancia sobre las rocas cristalinas de la Cordillera Oriental. Ademas OLSSON (en LIDDLE, 1941), ha descrito una serie de rocas al W de la parte Sur de esa cordillera, del valle erosivo del rio Paute, al NE de Cuenca, que son mucho menos metamórficas y pueden tener edad paleozóica. Esta serie de Paute consta de cuarcitas y de esquistos filíticos, cruzados por venas de cuarzo e intruida por rocas eruptivas básicas; a ella corresponde posiblemente la existencia de carbon antracítico, referida por WOLF de Penicuchu en el valle del rio Chambo. Vemos así que en la constitucion de la Cordillera Oriental participan muy diferentes clases de roca. Acerca de sus relaciones nos dan informacion las secciones geológicas que WURM y TSCHOPP han levantado hace poco en el valle transversal del rio Pastaza (Fig. 42). Desde el W, WURM observó primero esquistos muscovíticos con cintas de calcita y esquistos cloríticos calcíticos, neises clorítico-muscovítico-albíticos y neises albíticos. La esquistoseidad de esta rocas tiene inclinacion muy fuerte al E. Abajo del rio Verde que lleva rodados de una diorita hornbléndica-biotítica, afloran rocas dioríticas y graníticas que se hallan mas o menos esquistoseadas o alteradas cataclásticamente. Los planos de esquistoseidad se inclinan con 60° al W. Al E de la hacienda de San Francisco, las rocas cristalinas estan reemplazadas por un complejo de esquistos arcillosos que tambien buza fuertemente al W. Este consta de esquistos sedosos, verdosos o azules, cuya probable edad es paleozóica. WURM observó inclusiones de estos esquistos arcillosos en un rodado de granito, de modo que pueden ser mas antíguos que el granito que está al W y estar en contacto intrusivo con él. Dichos esquistos, rio abajo, se hallan escurridos a lo largo de una dislocacion empinada sobre rocas mesozóicas cuya ala occidental se halla parcialmente exprimida en el sobrescurrimiento. El núcleo del sinclinal está formado en la desembocadura del rio Topo por calizas gris-azules que contienen segun WURM nidos de glauconita y restos de equinodermos, al lado de cortes perfiles de bivalvas con estructura prismática, y foraminíferos. Del mismo sitio menciona STÜBEL esquistos negros, blandos con escamas de peces. Segun TSCHOPP, se trata de estratos de la serie del Napo que ha aportado faunas ricas del Cretáceo Medio en el rio del mismo nombre. Segun Reiss, en el cerro Hermoso al NE de Pastaza con 4576 m de altitud (que, aparentemente, los volcanes, es una de las mayores elevaciones de la Cordillera Oriental), existe un resíduo erosivo de una roca sedimentaria en posicion poco inclinada, que consta de esquistos calcáreos bituminosos de disgregacion en forma de fallos y que probablemente tambien corresponde a la serie del Napo. Esta cual por lo tanto efectuaría una transgresion directamente sobre el cristalino de la Cordillera Oriental. A este respecto vale decir que la suposicion expresada por VON WOLFF de que se trata ahí de un complicacion tectónica o de un pliegue acostado, no tiene respaldo en el resto de la configuracion tectónica de la demas construccion de la

cordillera.Las calizas de la serie del Napo se hallan subyacidas en el valle del Pastaza por areniscas,y ambas rocas están intruidas hacia el E por un granito rojo,acentuadamente alcalino en el cual ~~hay contenido~~ está emplazado rio abajo un plutón grano-diorítico que es aplítico en parte.En este aparece una gleba erguida de rocas eruptivas básicas que TSCHOPP interpreta como integrante da la serie de Misahualli de COLONY y SINCLAIR;tales glebas se hallan vastamente extendidas en el lado E de la cordillera y reemplazan frecuentemente las areniscas rojas de la serie serie jurásica de Chapiza.El plutón del pié E de la Cordillera Oriental se puede perseguir al N. según un croquis de TSCHOPP, hasta los nacimientos del Napo,donde se sumerge bajo las rocas efusivas de la serie de Misahualli que cobra ahí mayor importancia.Esta serie desaparece en el rio Quipos bajo el Cretáceo del flanco E de la cordillera,para volver a aflorar finalmente hacia la frontera colombiana.Sinembargo,la serie eruptiva ya no está separada ~~ahí~~ del núcelo cristalino de la Cordillera Oriental por un sinclinal del Cretáceo,sino por un nuevo plutón granítico distinto que la atraviesa.Tanto los estratos del Cretáceo como los de la serie efusiva jurásica ~~buzan~~,en el borde de la cordillera,buzan fuertemente al W,como se reconoce en la seccion geológica de TSCHOPP.Esta inversion y el sobrescurrimiento escalonado al E del Mesozóico con sus intrusines graníticas,es característica para grandes sectores del borde E de la Cordillera Oriental ecuatoriana.Al Norte de Mera,poblacion situada en el rio Pastaza, el anticlinal del Mirador se halla directamente antepuesto al borde E de la cordillera.El flanco oriental erguido de este pliegue de cofre,formado de un núcleo de Cretáceo cubierto ~~superpuesto~~ de Terciario Inferior,tambien está sobrescurrido al E sobre Terciario Superior,a lo largo de una falla con buzamiento de 45° W.Encima del cristalino de la Cordillera Oriental ~~hay superpuesto~~ están colocados volcanes jóvenes,que no solo están en su borde occidental sino tambien mas al E.Al S del rio Pastaza,está situado el Sangay enmedio de un núcleo cristalino,y en el Norte, bajo el Ecuador,el Reventador que ha sido arrumado su material en el límite entre el cristalino y el Cretáceo de la pendiente oriental.Es de presumir que estos volcanes,como los demas,están ~~emplazados~~ dispuestos en las dislocaciones longitudinales que recorren la Cordillera Oriental.

BIBLIOGRAFIA

BERRY,E.W., Pliocene in the Cuenca Basin of Ecuador.Wash. Acad. Sci. 24, 4, 1934.

BRUET,E., La géologie del Altiplano,sur le territoire de l'Equateur. Cpt. Rend. Soc. Géol. France 11, 12, 1947.

COLONY,R.J.,& SINCLAIR,J.H., Metamorphic and igneous rocks of eastern Ecuador. Ann. New York Acad. Sci. 34, 1932.

LIDDLE,R.A.,& PALMER,K.V.W.,The geology and paleontology of the Cuenca-Azogues-Biblián region,Prov. Cañar and Azuay,Ecuador. Bull. Amer. Pal. 26, Thaca 1941.

Sheppard,G., Geology of the interandine basin of Cuenca,Ecuador. Geol. Magaz. 71, 2, 1934.

TSCHOPP,H.J., Geologische Skizze von Ecuador.Bull. Schweiz. Petrol. Geol. u. Ingen. 15, Basel 1948.

WOLFF,F. von, Ueber das Alter der kristallinen Ostkordillere in Ecuador. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch. Mber. 56, 1904.

WURM,A., Zur Geologie von Ecuador. N. Jahrb. f. Min..,etc. Bbd.83 B, 1940.

B. El Foso del Cauca-Patia

La Cordillera Central de Colombia que es la extension inmediata de la Cordillera Oriental del Ecuador, está separada de la Cordillera Occidental por la depresion longitudinal del Cauca-Patia, cuya naturaleza de foso ha sido descrita ámpliamente por STUTZER en 1927. El foso tiene mas de 600 km de longitud y está drenado hacia el Norte por el rio Cauca, un afluente del rio Magdalena en su curso bajo, y hacia el Sur por el rio Patia, el cual se abre paso estrecho a traves de la Cordillera Occidental en el codo de su curso medio y cae al Pacífico. La parte del foso recorrido por el Patia se angosta mas y mas hacia el Sur; los depósitos terciarios que lo llenan, se extinguen mayormente cerca de El Peñol (1500 m) y finalmente no sobra sino la zona perturbada de su márgen occidental, que desaparece debajo de tobas andesíticas jóvenes que se extienden de Pasto (2595 m) al W. Con estas masas extrusivas potentes de los volcanes jóvenes comienza el terreno interandino alto que separa las dos cordilleras del Ecuador. Segun toda la apariencia, el foso del Patia se prolonga hacia el Ecuador, con la diferencia de que se vuelve mas pando hacia el Sur. La opinion frecuentemente sostenida en la bibliografia mas antígua, de que en la region de Pasto se trata de un nudo en que convergen las Cordilleras Occidental y Central y, segun W. Kehrer, tambien la Cordillera Oriental de Colombia, no es efectiva. El encubrimiento fuerte con material volcánico moderno no permite reconocer el desarrollo de las dislocaciones marginales de los fosos en la region fronteriza entre Colombia y Ecuador.

Del foso del Patia disponemos de un estudio de GROSSE, acompañado de un mapa geológico. El fondo consta de estratos terciarios que todavia estan plegados, cubiertos de rellenos volcánicos modernos y pleistocenos, frecuentemente de terraza. El Terciario Inferior se inicia con conglomerados de guijos gruesos, en los cuales predomina material de cuarzo y de piedra candela. Encima sigue una secuencia potente de areniscas con intercalacion de arcillas esquistosas que contienen en muchos lugares mantos de lignito. En la parte alta de este conjunto de estratos del Patia, aparecen varios niveles con moluscos marinos y en la parte S del foso del Patia, pero la fauna todavia no ha sido bien definida. En la vecindad de la quebrada de San Marcos, al N de Cali, STUTZER encontró una caliza marina (caliza de Vijes) que transgrede sobre rocas eruptivas cretáceas en el pie E de la Cordillera Occidental. Hay que esperar los resultados de nuevas investigaciones para poder decir si esta caliza cuyos foraminíferos incluyen una forma nueva, semejante a Miogypsina, que indica edad oligocena o miocena antígua, se puede usar como indicio de una union marina entre el foso del Patia, de incipiente evolucion, y el Océano Pacífico. Si STUTZER alega en favor de tal suposicion la escasa elevacion del paso de La Cumbre de la Cordillera Occidental, debe tenerse en cuenta que tales elevaciones dependen esencialmente de las dimensiones que tuvo la erosion moderna. La relacion estratigráfica de la caliza con los estratos carboníferos de la faja entre Cali y Tambo (Cauca) que tambien transgreden sobre erúptivas del Cretáceo, no se conoce. GROSSE coloca los estratos carboníferos del foso del Patia en el Terciario Inferior. Ellos van superpuestos concordantemente por un grupo de estratos en cuya composicion ya participa mucho material volcánico jóven. Estos probablemente equivalen a la formacion de Honda que conoceremos del valle del Magdalena. Los estratos terciarios están cruzados por rocas eruptivas dacíticas y andesíticas que tambien constituyen la division interoceánica de aguas entre los rios Cauca y Patia. Al N del foso del Patia se presenta la planicie alta

(1700-1800m)de Popayan,formada de material tobáceo,fuertemente disectada por los afluentes septentrionales del Patia y los del Cauca.Una escarpa de unos 500 m de altitud la separa del fondo del foso del Patia.Este foso está delimitado en el borde E por dislocaciones con buzamiento oriental brusco, cuyas glebas escalonadas que primero corresponden al Terciario Inferior,luego al Cretáceo y finalmente las rocas antíguas de la Cordillera Central están empinadamente sobrescurridas al W. El Cretáceo consiste, como en la Cordillera Occidental, de filitas, esquistos arcillosos y areniscas, y además de una proporcion variable de rocas eruptivas y tobas básicas. De modo que evidentemente las rocas de la Cordillera Occidental continúan debajo del foso del Patia hasta el flanco poniente de la Cordillera Central. En las cabeceras del rio San Jorge del Patia,las rocas antíguas de la Cordillera Central han sido corridas directamente sobre los conglomerados de la base del Terciario;se trata de filitas, y de esquistos sericíticos y cuarcíticos,presumiblemente de edad precambriana.Sobre el borde occidental del foso transgrede el Terciario Inferior con frecuencia sobre las rocas eruptivas básicas del Cretáceo.Pero en el interior del foso vuelven a presentarse dislocaciones longitudinales,a lo largo de las cuales el Terciario Inferior está erguidamente sobrescurrido al W contra el Terciario Superior.

Con respecto al foso del Cauca,hasta ahora solo se dispone en el extremo Norte de una investigacion valiosa de GROSSE sobre la constitucion geológica del sector del rio Cauca en el Departamento de Antioquia, acerca del cual publicó una mapa geológico a escala de 1: 50.000 que reproducimos en forma simplificada(fig. 44). Este mapa evidencia que el fondo del foso consta de una serie de glebas longitudinales,desplazadas recíprocamente en forma escalonada a lo largo de dislocaciones de rumbo. El Terciario Inferior tambien aquí contiene carbón, pero no hay intercalacion de estratos marinos sino únicamente límnicos. En asocio de estratos del Terciario Superior,esta formacion cubre en el Sur el fundamento antíguo completamente,pero hacia el N este asciende paulatinamente,de modo que el Terciario va restringiéndose a lenguas angostas del flanco W de las dislocaciones,donde ha sido plegado en sinclinales contra los contactos dislocados. Mas al Norte,entre San Jerónimo y Sucre,en la vecindad del término N del foso,las glebas orientales vuelven a decaer medianamente y sobre ellas,el Terciario ocupa una cuenca pequeña atravesada por el rio Aurra. En médio de la cuenca, una gleba de rocas precambrianas escapó del hundimiento profundo. Su extremo sumergente meridional se sumerge hacia el Sur y está dividido en glebas menores, en las las cuales el Terciario se halla conservada extensamente y está atravesado por derrames de andesita hornbléndica. En toda su longitud,la gleba va recorrida por intrusiones de andesita hornbléndica,flanquedas en ambos lados por rocas mas básicas,entre ellas gabbros y harzburgita. Este cuerpo abisal intrusivo se documenta como una intrusion por grietas, debido a su gran extension longitudinal (de mas de 100 km) y su ancho relativamente reducido; además, ella atraviesa en ambos lados rocas precambrianas a las cuales GROSSE adscribe diferentes edades segun el grado de metamorfismo,pero no segun las condiciones litológicas. La parte central del foso que se yergue hacia el Norte,obligó al rio Cauca a desviarse hacia el Oeste y a formar su lecho a lo largo del borde poniente del foso. Ahí,el Terciario se conserva en una zona angosta y transgrede sobre el Cretáceo de la Cordillera Occidental que se hunde al E,mientras que en el borde oriental de la zona está sobrescurrido empinadamente por el Precambriano. Esta zona dislocada occidental se levanta y se extingue prontamente hacia el N,y el rio Cauca rompe la gleba precambriana en direccion

diagonal, entrando enseguida, al Sur de la poblacion Antioquia, a la zona dislocada del borde oriental del foso y su relleno con Terciario carbonífero. Pero tambien esta vuelve a ascender en la region de Sucre, y el Cauca fluye por el Precambriano y el neis granítico de la Cordillera Central que se hunde mas al N hacia los terrenos bajos del curso inferior de los rios Cauca y Magdalena.

La zona dislocada oriental del foso del Cauca, por lo visto, ofrece una estructura complicada. Ella consta, entre dos dislocaciones, de un hundimiento de Terciario acentuadamente comprimido. La dislocacion oriental buza fuertemente al E mientras que la occidental se inclina al W. En ellas, principalmente en el Sur, se presentan intrusiones prolongadas de un granito sobre las cuales trasgrede el Terciario localmente. No se trata de una roca andina típica, sino, de acuerdo con GROSSE, de un granito legítimo con proporcion prevalente de ortoclasa. Segun las secciones geológicas de Grosse habrá que suponer que el granito, a igual que las intrusiones de rocas dioríticas y gábbricas, haya ascendido hacia el final del Mesozóico, al iniciarse las dislocaciones longitudinales. Pero como estas tambien afectan el Terciario y como en la dislocacion oriental, el Cretáceo con intrusiones dioríticas o en algunos lugares tambien el Precambriano está escurrido sobre el Terciario, hay que concluir que los movimientos de las dislocaciones y la profundizacion de la zona de foso perduraron. El Cretáceo que se halla en los escalones fallados de la pendiente W de la Cordillera Central, es de dos tipos. Una vez se trata de porfiritas con intercalacion de esquistos arcillosos y liditas como se han conocido de la Cordillera Occidental, otra, en el NE de la region, de una formacion con espilitas y melafidos, con intercalacion de areniscas, esquistos arcillosos y esquistos margosos y ocasionalmente de calizas. Estas últimas han dado fósiles en la Loma Hermosa, al SW de San Jerónimo, que son del Barremiano (Pulchellia); al SE de Ebéjico se encontraron en areniscas calcáreas fósiles mal conservadas del Aptiamo. La actividad volcánica submarina que produjo las lavas básicas ha comenzado por lo tanto en el Cretáceo Inferior. Nos hemos ocupado mas detenidamente de la zona del foso que separa las Cordilleras Occidental y Central, porque la investigacion intensa de GROSSE nos permite adquirir una buena vision de su formacion durante el Terciario y nos hace comprensibles los procesos intrusivos y extrusivos asociados.

C. La Cordillera Central de Colombia

Dirijamos ahora nuestra atencion a la Cordillera Central misma. Fuera de las observaciones ya lejanas de REISS y STÜBEL que se refieren principalmente al estudio de los volcanes jóvenes por KÜCH y, ademas, a las rocas neovólcánicas por BERGT, W. KEHRER ha investigado la Cordillera Central en el Sur, desde Pasto hacia los nacimientos del Putumayo y a lo largo del rio Mocoa, afluente del Caquetá. En la region de Pasto, toda la pendiente occidental de la Cordillera Central está sepultada bajo depósitos volcánicos modernos que abarcan en la parte alta de la falda oriental hasta la laguna de La Cocha, incrementadas sobre todo por las masas arrojadas por el volcán Bordoncillo. Sinembargo, ya la mitad Sur de la laguna que puede obedecer a un hundimiento al Sur del mencionado volcán, está situada completamente en rocas cristalinas, segun REISS y STÜBel. Muestras de rocas tomadas del cerro Patascoy (3520 m) que está al SE de la laguna, fueron determinadas por BERGT como neises biotíticos esquistoseados y como granito biotítico. Tambien los cerros de los nacimientos del Putumayo constan de neises anfibólicos, esquistos micáceos y cuarcitas micáceas, intruidos por granitos hornbléndico-biotíticos, segun KEHRER. En este basamento cristalino ya se presenta en San Francis-

co una gleba de esquistos arcillosos negros y calizas que abundan en moluscos y que deben pertenecer al Cretáceo. Mas al Oriente, en el curso superior del rio Mocoa, existe una intercalacion plegada de Cretáceo (estratos de Villeta), que está sobrescurrida con buzamiento suave de 25° hacia el Oeste sobre andesitas terciarias. Al Oeste de Mocoa, dicho rio muestra una intrusion expandida de granito calco-alcalino, seguida abajo de la poblacion de Mocoa. En este pié E de la Cordillera Central, el Cretáceo ya manifiesta localmente una posicion poco inclinada. Este área vasta del Cretáceo evidentemente se prolonga al SW donde ROYO Y GOMEZ encontró fósiles del Albiano (Oxytropidoceras) en el rio Blanco, cerca de su desembocadura al rio Putumayo. El pié E de la Cordillera Central va desde el rio Mocoa por Yunguillo (en el rio Caquetá) hacia el sector alto del valle del Magdalena, al W de Pitalito. En el curso superior del rio Caquetá, GROSSE observó un cambio semejante y repetido entre Terciario, Cretáceo, intrusiones graníticas y esquistos metamórficos del Precambriano, bajo los cuales permanece oculto el basamento cristalino. Al parecer, el cristalino se levanta hacia el SW contra la Cordillera Oriental (Central de Colombia) del Ecuador. GROSSE tambien publicó dos secciones geológicas de la parte Sur de la Cordillera Central (fig. 45); la mas meridional conduce desde San Sebastian por los nacimientos del Magdalena y del Caquetá hacia San Agustin en el curso alto del Magdalena mientras que el otro está trazado desde Popayan en el foso del Cauca-Patia por el páramo de Las Delicias hacia el valle del Magdalena en Garzon. La altitud de San Sebastian es de 2150 m y la poblacion está situada, en la cumbre occidental de la cordillera, sobre rocas presumiblemente precambrianas. Se trata de cuarcitas, filitas y esquistos verdes como los hemos conocido del subsuelo del foso del Cauca en Antioquia. Allende una falla erguida, estos estratos se hallan reemplazados, arriba de San Sebastian, por porfiritas augíticas y rocas semejantes a diabasa; los tobas interpuestas están frecuentemente silificadas y revelan foraminíferos. Se trata, pues, de rocas volcánicas submarinas del Cretáceo Superior, tal como acontece en la Cordillera Occidental. Ellas constituyen la sierra de La Palumbrosa que forma la division interoceánica de aguas entre el Caquetá como afluente del Amazonas y los tributarios del Patia. Las rocas, suavemente plegadas se hunden al E bajo depósitos pleistocenos de la Pampa de Las Papas (2900-3000m). Segun GROSSE se trata de rellenos fluvioglaciales del relieve del Terciario Superior que surge al E y que constituye la mayor parte del Páramo de Las Papas (3520m), dicho páramo, formando la division de aguas entre el Magdalena, con curso inicial oriental, y el rio Caquetá que primero corre en un cañon profundo al SW de la Pampa de Las Papas, para variar paulatinamente de curso al SE hasta llegar a gran distancia al E, a traves de la orla (Vorland) antepuesta a Los Andes. Los cerros del páramo de los alrededores del páramo, a juzgar por los kares, presentan señales claras de la glaciacion cuaternaria. Por el rio Magdalena aguas abajo aparece bajo el Terciario el Precambriano que termina al E en una falla erguida que lo separa de esquistos arcillosos oscuros, calizas y areniscas del grupo de Villeta del Cretáceo Inferior. Pronto, este grupo va superpuesto del Terciario Superior, debajo del cual el rio Magdalena ha cortado, abajo de San Agustin, un plutón diorítico. Atravesando de nuevo Terciario y porfiritas, el rio llega por fin al desfiladero del extremo Sur del valle del Magdalena, colocado entre las Cordilleras Central y Oriental, por el cual se dirige con direccion N al Mar Caribe. GROSSE está tentado de conceder edad cretácea tambien a las porfiritas del flanco E de la Cordillera Central; por nuestra parte preferimos mas bien suponer que se trata de efusivas de la serie roja de Payandé-Girón (La Quinta de Venezuela), de edad juratriásica, a la cual nos referiremos adelante.

En la mencionada seccion geológica al E de Popayan, los depósitos del Terciario Superior suben al Páramo de Las Delicias donde están recubiertos por depósitos glaciales. En el lado E del paso, vuelve a asomar el Precambriano bajo el Terciario que, lo mismo que en la parte alta del valle del Magdalena, hace contacto con los estratos cretáceos de Villeta a lo largo de una falla empinada; debajo de estos estratos, en Pedregal, sinembargo asoman areniscas del Neocomiano y probablemente del Jurásico (Serie de Giron) que transgreden, en La Topa, con un conglomerado basal sobre el Precambriano al cual penetró un plutón de granito que cornubianizó las capas precámbricas en el contacto. Sobre el flanco oriental del plutón aflora primero el Terciario Superior, separado por una dislocacion del Cretáceo que asoma allende el rio de La Plata, y está poco inclinado.

Una seccion geológica de HUBACH por la Cordillera Central, difiere notablemente de la anterior, a pesar de que solo está emplazado a unos 10 km al N de este. La diferencia consiste menos en la estructura de la constitucion geológica que en el concepto sobre la edad de las rocas. Al Cretáceo se incluyen con evidente razon las rocas básicas y en parte las ultrabásicas del borde del foso del Cauca. En la pendiente de la Cordillera Central siguen areniscas cuarcíticas y esquistos arcillosos con intercalaciones ocasionales de liditas e intrusiones de diabasa que buzan fuertemente al W. Al Oeste de Pitayó, cerca de la cumbre de la cordillera, hay una hundimiento pando de rocas efusivas básicas y en la division de aguas, los esquistos filíticos traspasan segun HUBACH a neises suavemente inclinados al E. Al E de esta division de aguas, vuelven a aprecer neises esquistosos en que hay un plutón granítico. Mas al E de la pendiente oriental reaparecen esquistos filíticos con algunos bancos de caliza y de lidita que traspasan gradualmente a sedimentos inalterados de la misma clase (Mosoco-Pitayó en el curso alto del rio Paez) y corresponden sin duda al Cretáceo Superior. Es este el único caso hallado hasta ahora en que se puede comprobar que el Cretáceo se vuelve parcialmente metamórfico en la mitad Sur de la Cordillera Central. Bajando por el rio Paez hacia Belalcazar y Potrerillos, se presenta tambien el Cretáceo Inferior tal como se manifiesta en Pedregal y en Inzá, y flanquea un plutón granítico con diques de diorita que piritiza ligeramente los esquistos cretáceos del contacto. Al cruzar desde Belalcazar en direccion E hacia Potrerillos, aparecen esquistos metamórficos transgredidos por el Cretáceo (en parte volcánico-porfirítico) e intruidos hacia Carnicerias por granito. En el flanco oriental de este granito, al bajar a Carnicerias, transgrede evidentemente el Cenoniano con litomargas, lo cual indica que la parte de la masa granítica todavia era móvil hasta el Cretáceo Superior. En Belalcazar, el Cretáceo Inferior se coloca, sin señales de termometamorfismo, con un conglomerado basal, seguido de areniscas blancas y calizas potentes, sobre el granito; el nivel de transgresion parece ser el Aptiano o Barremiano que es corriente en el valle del Magdalena desde Girardot al Sur. Hacia el E, en direccion hacia el Magdalena, el Cretáceo se hunde bajo la formacion eocena del Gualanday y la miocena de Honda. Una falla al W del Magdalena, pone a flor de tierra el Cretáceo Superior hasta el nivel de Exogyra squamata del Cenomaniano Superior. Al N de la latitud Carnicerias-rio Magdalena, los cerros altos del valle del Magdalena estan formados de rocas intrusivas y extrusivas y de sedimentos del Juratriásico, en la facies típica del grupo de Payandé. En cambio, el lado oriental del Magdalena, hasta mas al N de Neiva consta de la formacion Honda, fuertemente transgresiva hasta sobre el Payandé. Merece destacarse que en Carnicerias, el Cretáceo Superior es en parte volcánico y típicamente porfirítico, como los es tambien en el terreno del Caquetá y de Garzon-San Agustín, estudiado por GROSSE. Este volcanismo porfirítico local caracteriza el valle alto del Magdalena, contrasta con el

típicamente diabásico (y general del Cretáceo) al W de la cumbre de la Cordillera Central.-Segun vimos, HUBACH es de opinion que el Cretáceo del pié E de la Cordillera Central, en la zona del rio Paez, se vuelve paso a paso metamórfico y por fin puede llegar a ser néisico en la cumbre de la cordillera. Sin embargo, segun Grosse, quien investigó regiones donde el Cretáceo no alterado se coloca sobre rocas metamórficas, (también hay esquistos precretáceos que se interpretan por lo pro) como precambrianos y están escurridos sobre el Cretáceo a lo largo de fallas empinadas. También SCHEIBE ha sostenido en Antioquia una opinion semejante a la de HUBACH, considerando que una parte de los esquistos filíticos y cuarcitas, adscritos por Grosse al Precambriano, sean Mesozóico metamórfico. Nosotros juzgamos que la opinion de Grosse es mas ajustada porque, en un sentido, los esquistos mas fuertemente metamórficos están libres de las rocas efusivas básicas tan características para el Cretáeco Superior no solo en Antioquia, sino tambien en la seccion geológica de HUBACH, y por otra parte, la posicion transgresiva poco inclinada de estratos cretáceos del todo inalterados hasta muy arriba del flanco oriental de la Cordillera Central, no congenia con la opinion de HUBACH.

La parte media de la Cordillera Central ha sido cruzada por STUTZER entre Ibagué y Armenia, incluyendo el sector de Cartago del foso del Cauca. Esta seccion está situada directamente al Sur del enorme macizo de los volcanes del Tolima y Ruiz que son el extremo Norte del volcanismo jóven impuesto a la Cordillera Central. Su superficie antígua está sepultada vastamente bajo productos arrojados por los volcanes vecinos. En Ibagué asoma granito que se suspende a lo largo de una falla con esquistos en el lado W e intercalacion de caliza cristalina poco potente, que pasa entre dicha poblacion y el caserio de La Argentina. Entre La Argentina y La Lora se atraviesa una alternancia de esquistos micáceos, filitas y esquistos grafíticos con intrusiones pequeñas de granito. Entre La Lora y el Paso del Quindío (3280 m.) hay esquistos micáceos y neises inyectivos, seguidos al Oeste de rocas antíguas muy encubiertas de material neovolcánico. En los alrededores de Armenia se interpone sobre el borde del de la cordillera una planicie de relleno del Quindío, fuertemente disectada, y solo al W de Pereira, en la estribacion N de la serrania de Santa Bárbara, vuelve a aparecer el Terciario del foso del Cauca con arcillas esquistosas, y areniscas que buzan con 30° al W (conglomerado) en contraposicion a las secciones de la parte meridional de la Cordillera Central, en este sector no se encuentra roca alguna que se pueda incluir con alguna probabilidad al Cretáceo, pero ya a medio grado de latitud al Norte, las condiciones vuelven a cambiar. (irguiendose al Sur.) HETTNER hizo ahí una travesia por la Cordillera Central desde Honda sobre el Magdalena, via de Manzanares, el páramo de Herveo y Salamina al valle del rio Cauca, pasando al N del volcan Ruiz. De su informacion se desprende que hay intercalada una gleba de 12 km de ancho, (compuesta) de rocas menos metamórficas y sumisas (la gleba esta) entre un basamento de neis, esquisto cristalino y granito, situadas entre Manzanares y el páramo aludido, cubierto de material neovolcánico. Ella probablemente está limitada por dislocaciones longitudinales de la cordillera y consta de areniscas pardas, esquistos arcillosos abigarrados, esquistos arcillosos y lidíticos grises hasta negros y rocas silíceas de franjas delgadas, sedimentos de probable edad cretácea. Recientemente, W. NELSON encontró en esa region de la cumbre de la Cordillera Central conglomerados y esquistos arcillosos con plantas de edad cretácea.

De la parte N de la Cordillera Central existe una seccion geológica de HUBACH que va desde Puerto Berrio sobre el Magdalena al W a la division de aguas con el rio Porce en Cisneros, y que mas al Occidente se complementa con las observaciones de GROSSE y SCHEIBE de Antioquia. En este corte transversal predominan extensos plutónes de rocas graníticas y dioríticas, interrumpidos por intercalaciones poco potentes de sedimentos en general fuertemente metamórficos. En (el extremo S de) Malena, cerca al W de Puerto Ber-

~~rio~~

rio,hay pórfidos cuarzosos y areniscas d aspecto triásico que probalemente pertenecen a un escalón marginal y que adquieren mayor extension en el ~~xix~~ borde E de la cordillera al Norte del rio Regla hasta El Banco en el bajo Magdalena. Al W siguen esquistos arcillosos metamórficos oscuros y calizas cristalinas, transgredidos por remanentes del Terciario Superior. ~~Y~~ los esquistos son fosilíferos en La Soledad (R. SCHEIBE) y en La Cristalina (HARRISON). De este último sitio proviene Didymograptus y caracteriza del Ordoviciense superior especialmente el único Paleozóico que hasta hora se conoce de la Cordillera Central. Mas al W siguen las rocas graníticas y dioríticas, mencionadas arriba, hasta Medellin. De las intercalaciones, SCHEIBE menciona esquistos anfibólicos, neises y cuarcitas. Siguiendo al poniente, la pendiente de la cordillera consiste segun GROSSE ~~en~~ de una zona extensa de esquistos precambrianos filíticos y cuarcitas con intrusiones de neis granítico, diorita gabarrosa y gabbro que han alterado los sedimentos circundantes en cornubianita. La presencia destacada de las rocas macizas en la parte N de la Cordillera Central y la ausencia de sedimentos mas jóvenes en la parte alta de la Cordillera nos da la impresion de que la Cordillera Central ha sido levantada por lo tanto ~~asi~~ mas fuertemente hacia el Norte y que la erosion ha podido poner en descubierto, extensamente, los plutones.

El término Norte de la Cordillera Central, en el valle transversal del rio Magdalena abajo de El Banco es tectónicamente motivado. En el Terciario se forma la vasta depresion que ahora separa la cordillera de la misma Sierra de Santa Marta, situada al E del Magdalena en el borde del Caribe. El extremo N de la cordillera, considerablemente ampliado, se divide en dos parte ~~por medio~~ a raiz de una depresion de foso que recorre el rio Nechí en direccion S-N. No se puede anticipar si se trata de una virgacion porque nuestro escaso conocimiento d esta region no lo admite. La parte occidental por la cual el Cauca se abre paso estrecho, mas bien se hunde mas bruscamente bajo la cuenca terciaria cubierta de relleno jóven que está entre el rio Cauca y el rio San Jorge, que el desfiladero nororiental que termina en El Banco sobre el rio Magdalena. Este espolon N de la Cordillera Central está compuesto de granito y rocas metamórficas hasta semimetamórficas en el flanco occidental, y de sedimentos, piroclásticos y rocas eruptivas del Jura-Triásico en el flanco penillanurado oriental. Dentro de este conjunto sedimentario-eruptivo, equivalente al grupo de Payandé (facies del grupo continental de Giron de la Cordillera Oriental) y transgredido hacia el Magdalena por el Cretáceo, se presentan ~~exquistos arcillos~~ en la laguna de Morrocoyal, a unos 70 km al SW de El Banco, esquistos arcillosos negros con estratos delgados de caliza en que HUBACH (bajo TRÜMPY) encontró restos de plantas y amonitas del Liásico Inferior. Los estratos superpuestos, prevalentemente rojos ~~xxxxxxxxx~~ que tienen una espesor mayor de 2600 m, constan ~~en lo demas~~ de esquistos rojos, de areniscas y de conglomerados, con lavas ~~intercaladxs~~, aglomerados y tobas intercalados que son de tipo ácido hasta intermedio, pero en parte tambien diabásicos. La serie de Payandé es equivalente en el W de Venezuela a la serie de La Quinta ~~con exposicion~~ típicamente expuesta cerca de La Grita, donde su edad mesozóica fué confirmada primero por el hallazgo de Lepidotus. Como se dijo, al E del Magdalena le corresponde la serie de Girón, establecida por HETTNER (1892), que abunda en la Cordillera Oriental. La seccion mas completa del Payandé fué descrita por O. RENZ (bajo TRUMPY) de Payandé, al S de Ibagué (Tolima), entre los rios Coello y Luisa, y mide unos 1500 m de espesor. Sobre el basamento siguen primeramente ~~lechos~~ derrames y tobas porfiríticas potentes, cubiertos de conglomerados, ~~rojos~~ areniscas y esquistos arcillosos rojos. Encima está un miembro de 400 m de espesor con calizas y lechos lidíticos, tobáceos. De su parte inferior procede una fauna del Triásico karniano con del Perú con Myophoria (M. jaworskii STEINM.) y amonitas (Nevadites sutanensis JAW.); en la parte más alta, del piso del Noriano está indicado por Pseudomonotis ochotica KEYS. Sobre este ~~seccion~~ intermedio marino vuelve a pre-

sentarse una potente serie de conglomerados, areniscas y esquistos arcillosos rojos con lechos de porfirita. El Liásico del N de la Cordillera Central, no se ha encontrado al sur y es posible que haya sido presa de la erosion, antes de que la serie mas jóven de estratos rojos se depositó.

Procedamos ahora a resumir nuestras observaciones sobre la Cordillera Central. Las rocas que se asocian en la constitucion de la Cordillera, se dejan diferenciar fácilmente en las de basamento y las de cubierta. El basamento consta de sedimentos mas o menos metamórficos con plutones cuyas rocas dejan entrever igualmente una influencia dinámica fuerte. Mediante un hallazgo de esquistos graptolíticos está probada la presencia de Paleozóico Inferior entre los depósitos poco metamórficos del basamento. Su orogénesis debe por lo tanto debe haber acaecido entre el Ordoviciano y el Triásico porque los estratos mas antíguos de la cubierta tienen edad triásica. La cubierta permite reconocer algunas diferencias en su desarrollo entre el lado occidental y el lado oriental de la cordillera. En el lado oriental comienza al principio del Mesozóico la sedimentacion, principalmente terrestre, de la serie de Payandé, cuyo material clástico grueso se deriva evidentemente de los productos erosivos de un orógeno producido en un tiempo poco distante. El volcanismo efusivo simultáneo apunta en otras partes hacia la disección en glebas del orógeno creado al final d l Paleozóico. Durante el tiempo del Triásico Superior, la desmantelacion ya estaba tan avanzada que el mar que avanzaba desde el Sur, tambien podia invadir la parte Sur de la Cordillera Central. Nuevos movimientos que probablemente acaecieron en el Jurásico Superior, incitaron la reactivacion de la erosion y promovieron la deposicion de sedimentos clásticos. Tambien el Cretáceo se inicia con depósitos terrestres que pronto, en el Neocomiano, se vuelven marinos. Del flanco W de la Cordillera Central no se conocen hasta ahora rocas del Mesozóico antíguo; en el Sur, las rocas eruptivas del Cretáceo se colocan inmediatamente sobre el Precambriano y sobre los plutones del basamento, con intercalacion de esquistos, areniscas y liditas en la parte alta. Pero en el N, en Antioquia, aparecen esquistos arcillosos y calizas con fósiles del Cretáceo Inferior entre el basamento y las rocas efusivas básicas, y hemos de suponer que esta transgresion proveniente del Oriente avanzó por encima de la actual Cordillera Central hasta la region del foso del Cauca. La preformacion de este foso ya comenzó en el Terciario Inferior, segun lo demuestran los estratos carboníferos interrumpidos por pasajeros intervalos de sedimentacion marina. Nuevos movimientos que se produjeron en el Terciario Superior, a lo largo de las dislocaciones, continuaron profundizando el foso, nivelándose pronto la superficie con los depósitos potentes de este período, de modo que pudieron abarcar extenderse extensamente sobre el espacio de las Cordilleras vecinas Occidental y Oriental. Hacia el final del Terciario, las glebas del interior del foso se fragmentaron definitivamente, desatando un vasto volcanismo efusivo. Las grandes glebas de las dos cordilleras que flanquean el foso, en union de los escalones marginales, fueron escurridas a lo largo de dislocaciones erguidas sobre las glebas descendientes de los fosos.

La Sierra Nevada de Santa Marta en que vuelve a emerger el basamento cristalino, sobre la prolongacion de la Cordillera Central, es un macizo ámplio que llega en el Pico Bolivar (5575m) a las regiones de la nieve eterna. Ella tiene la forma de un triángulo, cuyo vértice principal está en el NW, cerca de Santa Marta sobre el Mar Caribe, mientras que la base limita con el terreno bajo del rio Cesar que es la division entre la sierra en cuestion y la Serrania de Perijá. El macizo evidentemente está limitado en todos los lados por dislocaciones cuya diferencia de altitud es especialmente grande en los bordes N y W. El basamento cristalino que comprende la mayor parte del triángulo, consta mayormente de plutónes de diferentes edades y de esquistos metamórficos. En particular Sobre todo, la parte glacia-

da central parece corresponder a una intrusion mas bien jóven de rocas granodioríticas de hábito andino. Es sensible que, aparte de la descripcion que hace BERGT de las rocas colectadas por SIEVERS, no exista una investigacion petrográfica detenida. Hacia el SE, contra el valle del Cesar, el cristalino se hunde debajo de los estratos rojos de Giron-Payandé y de sus intercalaciones de rocas efusivas ácidas (pórfidos cuarzosos) y básicas (meláfidos y porfiritas diabásicas). En una gleba de la serie de Girón del borde occidental del macizo, a 32 km al SE de Fundacion, hundida dentro del cristalino, MARTIN y RENZ (bajo TRUMPY) encontraron en la quebrada de Los Indios una secuencia de 200 m de magnitud, constituida de areniscas cuarcíticas y esquistos arcillosos silíceos con esterias que pueden representar el Rético; las areniscas calcáreas contienen una fauna marina, pero mal conservada que posiblemente guarde relacion con el Líasico del extremo N de la Cordillera Central. Tambien en el interior del macizo se observa el escamamiento de la serie de Girón entre las rocas cristalinas. Estos escamamientos generalmente tienen rumbo NE y indican un cambio del rumbo de las rocas del macizo en dirección con respecto a la Cordillera Central. ~~En efecto,~~ Mas al E, el basamento vuelve a emerger, sobre la prolongacion del macizo, en la península de La Guajira que avanza largamente hacia el Mar Caribe. De entre los depósitos mas jóvenes, se levantan ahí cuatro sierras cristalinas menores, investigadas por Stutzer. Ellas constan de neises, esquistos anfibólicos, filitas y cuarcitas que llevan rumbo ENE y están intruidos por granito y gabbro. Tambien se observaron resíduos de sedimentos y pórfidos cuarzosos de la serie de Giron-Payandé, transgredidos en las márgenes por calizas coralinas del Cretáceo Superior.

BIBLIOGRAFIA

BERGT, W., Die aelteren Massengesteine, kristllinen Schiefer und Sedimente (W. REISS und A. STUBEL: Geologische Studien in der Republik Colombia II, 2). Berlin 1899.

GROSSE, E., Geologische Untersuchungen des kohlefuehrenden Tertiaers (aleman y castellano). Berlin 1926.

------- Acerca de la geologia del Sur de Colombia. I. Huila y alto Caquetá. Compil. est. geol. ofic. en Colombia 3, Bogotá 1935.

-------- Acerca de la geologia del Sur de Colombia. III. Patia y Nariño. Id. III, 1935.

HETTNER, A. y LINK, G., Beitraege zur Geologie und Petrographie der columbianischen Anden. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 40, 1888.

KEHRER, W., Estudios geológicos en Nariño y el alto Putumayo. Bol. de Min. y Petrol. 73-78, Bogotá 1935.

------ Zur Geologie der suedlichen Zentral- und Ostkordillere der Republik Kolumbien. N. Jahrb. f. Min. etc. Bbd 80 B, 1939.

SCHEIBE, R., Informe sobre los resultados de la comision científica nacional en Antioquia. Compil. est. geol. ofic. en Colombia I, Bogotá 1934.

STUTZER, O., Beitraege zur Geologie des Cauca-Patia-Grabens. N. Jahrb. f. Min. etc. Bbd. 57 B, 1927.

------ Contribucion a la geologia del foso del Cauca-Patia. Compil. est. geol. ofic. en Colombia II, Bogotá 1934.

------- Zur Geologie der Halbinsel Goajira. N. Jahrb. f. Min. etc. Bbd. 59 B, 1928

------ Contribucion a la geologia de la península de la Goajira. Comp. est. geol. ofic. en Colombia II, Bogotá 1934.

TRUMPY, D., Precretaceous of Colombia. Bull. Geol. Soc. America 54, 1943.

La Cordillera Oriental de Colombia y sus Preliminares

al Ecuador.

A. El valle del Rio Magdalena

La Cordillera Oriental de Colombia está separada de la Cordillera Central por un valle de alrededor de 1000 km de longitud, recorrido por el rio Magadalena de S a N. ste valle fué descrito primero por STUTZER y luego por HARRISON como foso. Investigaciones mas recientes respaldadas por perforaciones en la region de Honda, sinembargo han demostrado que en todo caso el sector medio del valle, entre Mariquita y Girardot, no está fallado contra el borde oriental de la Cordillera Central. La superficie pre-mesozóica del zócalo cristalino de esta cordillera mas bien se sumerge con buzamiento suave y parejo hacia el E, debajo de los sedimentos terciarios del valle. En este sector transgrede primeramente el Terciario Superior (estratos de Honda) en posicion suave sobre las rocas cristalinas, permaneciendo los depósitos terciarios y mesozóicos mas al Oriente, Condiciones completamente distintas reinan en el sector superior del valle del Magdalena, desde la latitud de Girardot-Ibagué al Sur. En el codo del rio, aguas abajo de Girardot, hasta Guataquí, pliegues perturbados del Cretáceo y del Terciario Inferior se prolongan con rumbo WSW desde el lado oriental del valle al lado occidental, bordeados al Norte por la curva Guataquí-Rovira-Chaparral. Segun STILLE, forman aquí una serie de escamas del Cretáceo y Terciario que se extienden allende el rio Saldaña hacia la region de Natagaima. El viejo zócalo de la Cordillera Central sinembargo no aparece sino mas al Oeste, en la línea Payandé-Chaparral, debajo de la serie juratriásica de Payandé que lo transgrede. En todo caso es posible que las dislocaciones observadas por Stille participen en el hundimiento del zócalo antiguo, tanto mas cuanto que las observaciones de GROSSE en el extremo Sur del valle del Magdalena, revelan una estructura pronunciada de glebas contra el borde E de la Cordillera Central. Como veremos luego, el sector Sur del valle del Magdalena tambien limita contra la Cordillera Oriental a lo largo de fallas, dicho sector deberia ser un foso, que se levanta hacia el Sur de modo semejante como el foso del Cauca-Patia, pero ya a una latitud mas septentrional. La constitucion geológica del contrafuerte de la sierra de La Fragua que confina el valle hacia el Sur, es completamente desconocida. Segun observaciones de GROSSE en el rio Caquetá, cuyo curso superior rompe el pié SE de esta sierra, ella podria estar formada, a igual que la Cordillera Central, por rocas precambrianas y por glebas del Cretáceo y de plutones graníticos sumidas en aquellas. La sierra de La Fragua evidentemente corresponde a una parte solevantada del fondo profundo del valle del Magdalena que ahí tiene su término Sur. En esta parte meridional, segun GROSSE, la estructura de glebas tambien prevalece en el borde oriental del valle. Segun dicho autor, una gleba de porfiritas de la serie de Giron y del Cretáceo, con intrusiones graníticas, ha sido erguida a lo largo de una falla que va desde Garzón por Altamira y Naranjal hasta la region al E de Pitalito. Sobre la gleba con inclinacion E, se colocan estratos infraterciarios del Guaduas en el valle del Suaza, que despuntan a lo largo de otra falla contra los neises y granitos del macizo de Garzon que representa la parte Sur de la Cordillera Oriental. De la region al SE de Natagaima disponemos de una seccion geológica por la Cordillera Oriental elaborada por O. RENZ (bajo TRUMPY) que permite reconocer, en numerosos sobresecurrimientos, un movimiento de E a W, hacia el valle del Magdalena. El Terciario del valle está hundido contra un plutón granítico por medio de una falla erguida contra un plutón granítico

que está superpuesto en el pié de la Cordillera Oriental por una secuencia de estratos que conduce de las capas rojas con porfiritas de la serie de Giron a traves de todo el Cretáceo al Terciario Inferior. Tambien hay estudios de STILLE de esta region, poco al N, entre Natagaima y Dolores. Pero este autor confundió los estratos rojos de la serie de Giron y sus diques de rocas ácidas y de lechos básicos con los estratos infraterciarios de Guaduas que son muy semejantes (E.A. SCHEIBE, pg. 50). Las rocas que colectó han sido examinadas recientemente por LEHMANN y se trata siempre de tipos acentuadamente alcalinos. Una intrusion de monzonita cuarzosa está acompañada en la vecindad por filones de tinajita, de rocas del grupo de los keratáfidos cuarzosos y de silos de pórfido bostonítico y vogesita sódica. Hacia el Norte, la pendiente W de la Cordillera Oriental consta íntegramente de capas del Cretáceo que contienen al W de Dolores (Tolima) un derrame porfirítico encima del nivel albiano de Oxytropidoceras, en la base de la Arenisca albo-cenomaniana de Une. En el filo del Cerro Gordo, sobre el lado W, limítrofe con el Magdalena, el Cretáceo transgrede sobre el Juratriásico volcánico con sedimentos rojos, a los cuales sigue hacia el E un miembro de arenisca clara y luego esquistos arci- del grupo de Villeta, comprendido por HUBACH entre el Barremiano y el Cenomaniano. Dicho filo se prolonga, y se hunde, a lo largo de una falla marginal occidental, hacia el Norte bajo el Cretáceo Superior (grupo de Guadalupe; Turoniano-Maestrichtiano Inferior) y contra él terminan bruscamente los pliegues que descienden al SW en la region de Melgar-Cunday. Entre el pié del filo y el rio Magdalena, el valle del rio está compuesto de la formacion miocena de Honda, al parecer transgresiva sobre el Mesozóico, y ligeramente plegada, y de depósitos pleistocenos fluviatiles y tobáceos. Los estratos de Guadalupe que llevan el sello de la facies de Bogotá, reposan conformemente sobre el nivel de Exogyra squamata (= mermeti) y constan en la parte basal de liditas concrecionarias del Turoniano, a las cuales siguen esquistos arcillosos en parte silíceos o bituminosos del Coniaciano. Sin interrumpirse, el Coniaciano, este todavia constituye la parte inferior del conjunto superior arenoso del grupo de Guadalupe; el resto del Senoniano, mas el Maestrichtiano Inferior, forman la parte superior que lleva en la parte alta, debajo de la arenisca del techo, un nivel franjeado de liditas y litomargas del Campaniano-Maestrichtiano Inferior, llamado Plaeners. Al N de Girardot, el espolón cretáceo provoca el codo aludido arriba del rio Magdalena y obedece a una serie de anticlinales cretáceos fallados de rumbo NE, que descienden a su, con intercalacion de ensenadas terciarias, entre Melgar y Cunday contra el filo del Cerro Gordo del borde E del Magdalena. En las ensenadas, sobre todo en la de Tocaima (R. SCHEIBE) se distingue la leve discordancia inter-maestrichtiana (entre los grupos de Guadalupe y Guaduas) y la tendencia de extincion del Guaduas Inferior hacia el alto Magdalena. En la parte E del sinclinorio de Tocaima, el Oligoceno conglomeráceo (formacion Barzalosa) transgrede a lo largo de una línea N-S sobre el Cretáceo Superior arguido hasta invertido, que es sustituido por subplegamientos del grupo de Villeta que culminan en el domo del Diamante (al E de Apulo) con el afloramiento de la arenisca de grano grueso hasta conglomerácea de Cáqueza (techo del grupo de Cáqueza, que comprende el Hauteriviano, el Valanginiano y posiblemente el Jurásico mas Superior). Este sitio es apropiado para estudiar la transgresion tardia (barremiana o aptiana) que se efectúa al W de la línea Villeta-Apulo-Dolores y sigue hacia todo el alto Magdalena, contrastando con gran parte de la Cordillera Oriental donde la sedimentacion se inicia en el Valanginiano o en el Jurásico mas Superior. Lo propio explica la razon de que el Cretáceo del alto Magdalena, desde Girardot al Sur, sea de espesor reducido, en tanto que el Terciario Inferior, con facies del Alto del Sargento (al

W de Guaduas) conserva su espesor y su desarrollo notablemente conglomeráceo hasta la parte Sur del Departamento del Huila. ebe tenerse presente que el sobrescurrimiento de Cambao que pasa a poca distancia al E del rio Magdalena y de Ambalema, no interviene en el cambio referido de transgresion, sino que se dirige, al Norte de Guataquí, hacia Piedras en el lado W del rio y se prolonga (luego al sur, como sistema, via de Rovira hacia la region al N de Chaparral. Desde Cambao al N, el sobrescurrimiento pasa al curso bajo del rio Negro y puede seguirse hacia Monteoscuro, a unos 35 km al SSE de Puerto Berrio. Entre el curso superior del rio Ermitaño y el rio Minero que se halla al E, con desplazamiento de 20 km al E, se desarrolla una nueva falla marginal de rumbo NE (Falla de Salinas de Olson), a lo largo de la cual el Terciario del lado occidental se hunde al N y por lo tanto se amplia la cuenca del sector medio del valle del Magdalena, recorrida por el rio Carare, que se extiende al Norte hacia Gamarra (al S de El Banco). En la parte serrana alta Sur, entre los rios Ermitaño y Minero (curso alto del rio Carare) se destaca un filo mayor, y otro entre el rio Opón y Barranca Bermeja (rio Magdalena, abajo de Pto. Berrio), compuestos de varios anticlinales escalonados y relativamente cortos. Los pliegues constan de estratos estuarinos, y lacustres y fluviatiles del Terciario Inferior, excepto en la parte mas meridional del primer filo mencionado (serrania de La Aguada) donde aflora, segun ERMISCH, el Cretáceo; el flanco W generalmente está hundido y se halla sobrescurrido erguidamente por el flanco oriental. Las condiciones petrolíferas favorables, referentes al almacenamiento de petróleo en estratos terrestres del Terciario Inferior que puede haber ascendido por fallas desde el Cretáceo, crearon una industria de petróleo floreciente. La migracion del petróleo desde el Cretáceo, establecida por STUTZER, ha sido aplicada tambien por Olson para el campo de Velasquez que se extiende mas al Sur, desde el curso mas inferior del rio Negro al Norte.- Al Norte del rio Sogamoso, la dislocacion marginal contra la Cordillera Oriental vuelve a dirigirse al N y se desarrolla al pié del macizo de Santander. Segun lo indica una seccion geológica de EUGSTER, desde Ocaña al W, las rocas cristalinas del macizo, escamadas repetidas veces por glebas cretáceas, estan sobrescurridas al W contra el borde del valle (fig. 46).

Resulta así que el valle del Magdalena es un graben legítimo, tanto en el Sur como en el Norte, o sea una faja relativamente angosta, hundida entre dos zonas marginales dislocadas. En la parte S del valle alto del Magdalena, al N y al S de Honda, segun hemos visto, solo se determinan dislocaciones en el lado oriental, al pié de la Cordillera Oriental. La principal (segun secciones geológicas de HUBACH y BUTLER) hace desviar flexuradamente el Cretáceo del potente Terciario Inferior. Este forma una suave sinclinal, cuyo flanco occidental forma la escarpa alta del Alto del Argento, constituida de la sobrescurrida al W en el de la formacion de Gualanday (Eoceno-Oligoceno) y en general de la parte alta del grupo de Guaduas, en el termino paleoceno del cual el sobrescurrimiento de Cambao o Cambrás lo pone al contacto con la formacion miocena de Honda. Por fin, en la region de Honda, el Honda ligeramente plegado vuelve a estar sobrescurrido en escamas al W sobre los mismos estratos de Honda que tienen en general leve buzamiento al E que se superponen al cristalino del pié de la Cordillera Central el cual se sumerge al E (cuadro 5 a).

Volvamos otra vez la vista sobre los sedimentos que componen el valle, dado que ellos pueden darnos noticia sobre el tiempo y el desarrollo de los movimientos tectónicos. Las condiciones en el límite entre el Cretáceo y el Terciario fueron aclarados por una investigacion de CAUDRI, paleontóloga quien estudió una fauna de foraminíferos (Lepidorbitoides, Salcooperculina, Rhanicothalia) que procede de lentes de calizas de arecifes contenidos en los conglomerados del borde bajo

de la escarpa del Alto del Sargento que se habian colocado en la base de los estratos de Guaduas. Estos conglomerados yacentes, de La Cimarrona evidentemente revelan la fase de regresion del mar durante el cambio del Cretáceo al Terciario porque el yacente (relacionado aquí con el Umir) todavia lleva amonitas (Sphenodiscus) y foraminíferos (Siphogenerinoides bramletti) del Cretáceo. Los depósitos del Terciario son terrestres como en los terrenos altos d la Cordillera Oriental, pero son mucho mas variados, además los sedimentos son mas inestables y estan frecuentemente interrumpidos por erosion de los estratos yacentes y transgresion de los superpuestos. En relacion con el espesor local muy grande que adquieren los depósitos, todo esto indica que durante su generacion tuvo lugar una profundización persistente del valle del Magdalena. Pero esta tuvo interrupciones y no fué pareja en el valle que es longitudinalmente muy extendido. Por ejemplo resultan diferencias tan grandes en el desarrollo estratigráfico de la cuenca de Honda, por un lado, y la del Carare, por otro, que es muy difícil una paralelizacion de los diferentes grupos de estratos. En la cuenca del Honda (hasta Guaduas), así como en el terreno alto de la Cordillera Oriental, el Terciario mas Inferior y parte del Maestrichtiano estan representados por los estratos carboníferos de Guaduas. Con leve discordancia siguen encima los depósitos del Eoceno y del Oligoceno (que se reunen bajo el término de formacion de Gualanday. En la region del Carare, situado el el curso medio del Magdalena, los estratos de Lisama representa el Paleoceno, y los de Toro y Chorro al Eoceno, segun WHEELER. En el Oligoceno aparecen tres horizontes folíferos que llevan moluscos limno-salobres. El inferior, llamado Los Corros, determina el límite entre el Eoceno y el Oligoceno y contiene gastrópodos (Certhiidae) y bivalvas (Corbulidae) de agua salobre. El horizonte medio, llamado Mugrosa, solo ha dado gastródos de rios (especies de Hemisinus). El superior, o La Cira, contiene fuera de Hemisinus bivalvas de agua salobre (Corbulidae) y representa por ahora el límite superior del Oligoceno. En la cuenca de Honda solo pudo comprobarse el nivel fosilífero mas superior. En estos estratos fosilíferos referidos, evidentemente se trata de depósitos de un predecesor terciario del Magdalena que, como hoy en dia, iba acompañado de brazos muertos y de ciénagas; no parecen señalar proximidad del mar. An solo en el Mioceno el mar volvió a avanzar hasta la zona de El Banco donde esta el término y se inicia el valle medio del Magdalena, a saber por la depresion entre la sierra Nevada de Santa Marta y la Sierra de Perijá. En el curso medio d l Magdalena, el Mioceno está representado por los estratos de Honda, cuya parte inferior consta de sedimentos arenosos-arcillosos, que, empero, hacia arriba adquieren una constitucion mas y mas clástica gruesa. Las intercalaciones de conglomerados en la parte superior y los guijos participantes de rocas cristalinas y de liditas acusan un solevantamiento fuerte de las Cordillera Central y Oriental para este tiempo, que finalmente condujo en la márgen oriental al escurrimiento de estratos del Cretáceo Superior y del Terciario Inferior sobre los estratos de Honda que conocemos conocemos como falla de Cambao o Cambrás, con fuerte buzamiento oriental. Simultáneamente, los rodados de rocas andesíticas neovolcánicas anuncian el inicio de la actividad volcánica en la Cordillera Central. Segun BUTLER, cuya interpretacion seguimos, los estratos de Honda (Real, en la cuenca del Carare) del valle del Magdalena, aina de Girardot siguen concordantemente sobre el Terciario Inferior y fueron plegados en union de este tan solo al final del período; sinembargo en el borde occidental transgreden, con posicion poco inclinada, sobre el cristalino de la Cordillera Central. Segun HUBACH, el Honda podria estar representado en la plancie alta (Sabana) de Bogotá por los estratos de Tilatá de R. SCHEIBE que llevan exclusivamente la Sacoglottis de BERRY en la base y que, apenas tectónicamente afectadas, transgreden sobre el Terciario Inferior y el Cretáceo Superior, pero estos pueden ser pliocenos.

En todo caso es llamativo y significativo que en la Cordillera Oriental no se hayan encontrado sedimentos fidedignos del Mioceno, como tambien es diagnóstico que de Giradot hacia el Sur, el Honda no es ~~relativamente~~ concordante con el Oligoceno como sucede desde dicha poblacion al N, sino extremadamente ~~transgresivo~~ discordante sobre estratos muy fuertemente plegados y fallados que van desde el Oligoceno Superior hasta el Juratriásico. Se vislumbra así un fuerte orogenismo del Mioceno Inferior que actuó en el valle alto del Magdalena y en la Cordillera Oriental y que contrasta con la subsidencia (sinorogenismo) de la zona de Honda y de la cuenca del Carare.- En la region de Honda y en la cuenca del Carare, el Honda está superpuesto discordante y en veces disconformemente por la formacion de Mesa (Capas de Mesas Tobáceas, de HETTNER), de posicion horizontal, compuesta principalmente de conglomerados gruesos hasta medianos y tobas andesíticas, la erosion ha cortado la planicie original y la ha dividido en montes testigos; su edad puede ser pliocena. Los grandes abanicos conglomeráceos y tobáceos como principalmente el de Ibagué, y otros menores al N y al S, siempre tributarios de los centros volcánicos actuales, que fueron los mismos desde el Mioceno hasta San Agustin, demuestran que el volcanismo prosiguió en el valle del Magdalena desde el Mioceno hasta el Pleistoceno y en parte al Holoceno, limitado al N por el grupo del Ruiz y repartiendo sus productos tanto por el valle del Magdalena como por el del Cauca-Patia, el cual tuvo sus propios centros de actividad, por ejemplo en el sector de Antioquia (formacion de Combia de GROSSE, 1926), y probablemente en Nariño. Tambien en la Cordillera Occidental, hay manifestaciones neolvolcánicas, entre las cuales resalta la del volcan Torrá (3670 m), situado al E del curso medio del rio San Juan en el Chocó. En la Cordillera Oriental, solo se conocen dos volcanes de edad pliocena o pleistocena antígua, de tipo dacítico, ubicados al NE de Tunja en Paipa e Iza. Se infiere así que debe haber habido razones tectónicas que motivaron el volcanismo prácticamente nulo al E de la Cordillera Central, su ubicacion en este eje andino (vértebra andina de TULIO OSPINA) y su reducida actividad al W del eje, excepto en el terreno interandino y en la Cordillera Occidental de la mitad septentrional del Ecuador y en Nariño.

B. El Inicio de la Cordillera Oriental colombiana en Ecuador

Como inicio o preliminar meridional de la Cordillera Oriental se pueden considerar en el Oriente del Ecuador los solevantamientos de las sierras de Cutucú y del Napo, antepuestas por el E a la "Cordillera Real" de este pais (fig. 42). La mayor parte de la sierra de Cuctucú cuya geologia apenas recientemente se conoció por las investigaciones de geólogos de petróleo, se prolonga al Sur, allende el valle abierto labrado por el rio Santiago, a la serrania del Condor, geológicamente completamente desconocida, y está conectada por medio de esta con la Cordillera Oriental del Perú. Esta cordillera se dividiria por lo tanto en el Norte del Perú en dos ramas, entre las cuales la occidental conduce via el nudo de Sabanilla y de la serrania de Zamora a la Cordillera Oriental ecuatoriana, mientras que la oriental estaria constituida por la serrania del Condor y por la sierra de Cutucú. Segun estudios de TSCHOPP, OPPENHEIM y BRUET, se le puede considerar en general como una masa elevada de estratos mesozóicas y de flancos erguidos que se levanta al Sur del rio Pastaza entre el Terciario subandino. En el Sur, hacia el rio Santiaqgo, ella se parte en un anticlinal oriental ancho que se desvia con rumbo SSE a la region entre el rio Santiago y el rio Morano. Se le puede seguir como cadena subandina, entre estos rios, hacia el Sur y le cruza el rio Mara-

ñón en el Pongo de Manseriche(véase bajo zona subandina del Norte de Bolivia y del Perú). En la parte N de la sierra de Cutucú aparecen los estratos mas antíguos que constan de esquistos oscuros, frecuentemente grafíticos o nudosos, estos que traspasan localmente a areniscas cuarcíticas. De los esquistos se extrajo una Lingula que hace probable una edad devoniana de estos estratos de Pambuiza. Segun OPPENHEIM, esta serie de Pambuiza, intensamente plegada, está subyacida por rocas mas metamórficas y por intrusiones graníticas del Precambriano. Sobre la serie de Pambuiza se extiende discordantemnte la serie de Macuma que llega a tener mas de 1500 m de espesor y que se inicia con una alternancia de calizas silíceas y esquistos arcillosos negros, muchas veces arenosos, constiendo en lo demás de calizas macizas, claras, en veces oolíticas o de areniscas cuarcíticas de color verdoso-grisáceo. Éstos estratos contienen una rica fauna del Carbonífero Superior, ~~respaldada~~ determinada no solo por braquiópodos sino tambien por foraminíferos característicos (Fusulinella y Numulostegina) que se encontraron en la parte inferior de la seccion alta del Macuma. ~~Como~~ Ya que la fauna de la parte superior de esta seccion no ha sido examinada de cerca, es muy factible que tambien el Permiano Inferior esté representado en la serie de Macuma, como es el caso en el Norte del Perú. En los estratos paleozóicos existen filones de rocas eruptivas básicas y tambien intrusiones de granito y diorita, pero ellas no han sido analizadas petrográficamente, y no se pueden avanzar opiniones sobre su edad.

Hacia el Sur, el Paleozóico se hunde bajo una secuencia potente de calizas silíceas o arenosas, oscuras, con interposicion de esquistos arenosos micáceos o de esquistos bituminosos. Estos estratos de Santiago constituyen mas al Sur todo el interior de la cordillera. Aparte de bivalvas, radiolarios y restos de peces, se hallaron Arietes que confirman la edad liásica de al menos una parte de la serie. Pero nos parece posible que, a igual que en el N del Perú, todavia pueda estar presente el Triásico Superior. En la parte SW de la sierra de Cutucú se intercalan en grado progresivo brechas y tobas volcánicas entre los estratos del Mesozóico Inferior, a las cuales ~~tambien~~ frecuentemente penetraron lavas profiríticas y felsíticas. Con una superposicion que avanza hasta el Paleozóico Superior, siguen a los estratos de Santiago los estratos de Chapiza. Ellos constan de areniscas rojas con alternancia de esquistos arcillosos abigarrados que llevan algo de yeso. La serie de Chapiza, que equivale en Colombia a la parte media del grupo de Giron y en Venezuela a la parte superior de la serie La Quinta, por su parte va transgredida por la Arenisca de Hollin que TSCHOPP coloca en la parte baja del Cretáceo por estar conectada concordantemente con la formacion superpuesta del Napo. El juzga que la estratificacion variable de los estratos de Chapiza con respecto al yacente como al respaldo superior no solo obedece a transgresiones sino tambien a discordancias tectónicas. La discordancia en el respaldo ~~inferior~~ superior entonces equivaldria al orogénesis tardi-jurásico en la parte Sur de las cordilleras; la discordancia yacente podria ~~tratarse~~ relacionarse con movimientos que corresponden en el S al hiato bathoniano. Segun esta interpretacion, la serie de Chapiza reemplazaria el Calloviano, el Oxfordiano y el Kimmeridgiano, y la Arenisca transgresiva de Hollín abarcaria no solo el Neocomiano sino probablemente tambien el Tithoniano. Segun TSCHOPP, la penillanura pre-Hollin todavia se conserva bastante bien en la parte N de la sierra de Cutucú, encima del núcleo sumergente jurásico-paleozóico. En el flanco oriental de la sierra de Cutucú, la sedimentacion terrestre del Cretáceo se interrumpe con la deposicion de los estratos calcáreos y marinos del Napo que contienen bivalvas y amonitas del Albiano, del ~~Cenomaniano, Turoniano y Coniaciano~~

Cenomaniano, Turoniano y Coniaciano. Estos, a su vez, están superpuestos, por medio de una discordancia erosiva, por arcillas y areniscas rojo-pardas, con intercalacion ocasional de calizas seudo-oolíticas y de margas. Ellas se llaman en el Ecuador estratos de Tena y representan segun TSCHOPP no solo el Cretáceo mas Superior sino tambien el Paleoceno. Los depósitos son mayormente de orígen terrestre; los foraminíferos marinos y ostracdos de la base pueden bien ser material redepositado de los estratos del Napo, mientras que los foraminíferos (Rzehakina, Siphogenerinoides) y ostracodos de la parte superior hablan en favor de intercalaciones de agua salobre. El sector occidental, mas extenso de la sierra de Cutucú, con elevaciones hasta de 2000 m, está compuesto de un anticlinorio ámplio, apenas suavemente plegado. La parte oriental que se independiza de la cordillera principal, es una estructura anticlinal fuertemente dislocada por fallas. Como los estratos del tefmino N de la sierra de Cuctucú buzan bajo los estratos terciarios tambien solevantados, se infiere que se trata de un orógeno del Terciario Superior con un núcleo paleozóico. El orógeno evidentemente ya recibió su primer solevantamiento durante el Jurásico Superior, pero fué emparejado vastamente poco después (cuadro 2).

Al N de una depresion que pendra profundamente al W contra la Cordillera Oriental ecuatoriana, entre los rios Pastaza y Napo, y que está compuesta de Terciario y depósitos mas jóvenes, se levanta en el N del Ecuador, a continuacion de la seierra de Cutucú la sierra domal del Napo. Ella consta de una gleba de mas de 150 km de longitud y de mas de 40 km de anchura, formada de estratos cretáceos bajo los cuales asoman, en el borde E y tambien en el interior de la sierra, la facies volcánica de Misahualli del Jurásico. En contraste con la sierra de Cutucú, esta gleba hace contacto inmediato en el Occidente con la Cordillera Oriental ecuatoriana que está escurrida sobre aquella a lo largo de una dislocacion con fuerte buzamiento oriental. Hacia el E, la gleba del Napo se hunde por medio de una flexura fuerte bajo el Terciario subandino; en direccion Sur sigue, dentro el rumbo general, el anticlinal de Galeras con flanco oriental invertido y afectado por fallas. Aproximadamente en el centro de la gleba, está colocado el volcan Sumaco, de 3900 m de altitud, que fué todavia activo en tiempos históricos. En contraste con los volcanes andinos, las lavas producidas son, segun COLONY, típicamente rocas alcalinas con hauyna y probablemente nefelina, lo cual coincide con corresponde a la posicion del volcán en la orla supracontinental y subandina, al E del área geosinclinal andina.

C. La Cordillera Oriental de Colombia.

Se obtiene la impresion de que el solventamiento descrito del N del Ecuador prosiga allende el rio San Miguel a Colombia. No existe todavia la seguridad sobre la relacion con sus Cordillera Oriental porque del tefmino Sur de esta todavia no se tienen informaciones precisas. Segun el mapa geológico de Colombia de 1944, el cristalino de la Cordillera Oriental se puede seguir distinguir al sur hasta la region al N de Puerto Limon en el curso alto del Caquetá; de ahí al Sur se sumerge bajo el Cretáceo o se reúne con el basamento antíguo del subsuelo amazónico colombiano. Las dos sierras descritas del Ecuador se asemejan, en cuanto al desarrollo de su cubierta sedimentaria y al asomo de un macizo paleozóico en la mas meridional, tanto a la Cordillera Oriental que deseamos sierra se asemejan considerarlas comprenderlas como los desfiladeros mas meridionales de esta, opinion que ya sugirió HETTNER (1892, pg. 10).

Son característicos de la Cordillera Oriental colombiana los extensos macizos paleozóicos que, extendidos en el sentido del rumbo

general, surgen de la cubierta ~~sedimentaria~~ mesozóica y terciaria que fué plegada en el Terciario Superior. El mas meridional de ellos se designa comunmente como macizo de Garzon, segun la poblacion del mismo nombre en el curso alto del Magdalena. Este ocupa todo el sector Sur de la Cordillera Oriental y abarca desde el rio Caquetá hasta la region al E de Neiva, respectivamente hasta las vertientes del Guayabero, afluente del Guaviare. Del núcleo cristalino que fué atravesado por W. KEHRER entre la poblacion de Guadalupe sobre el rio Suaza y Florencia en el pié E del macizo, este da una descripcion pormenorizada. Se desprende de ahí que el macizo tiene una composicion muy variada de rocas a causa de las muchas y diferentes intrusiones que se presentan en el basamento cristalino ~~de edad~~ de apariencia arcáica, presumiblemente. Este consta de neises y esquistos micáceos con filones de pegamatitas e intrusiones abisales, tambien mas o menos metamórficos, cuya edad remota se desprende de la influencia dinámica alta, expresada frecuentemnte por esquistoseamiento y transformacion de minerales. A las intrusiones de hábito principalmente granodiorítico que ~~no han sido~~ tectónicamente han sido afectados poco o nada, les adscribe KEHRER edad infraterciaria. Al W de Florencia, el cristalino termina en una falla contra ~~el~~ los sedimentos ~~terciarios~~ mas jóvenes. Estos consisten en bancos de conglomerados, areniscas micáceas y arcillas rojas o violáceas que poisblemente corresponden a la serie eomesozóica de Girón. Encima hay areniscas y arcillas arenosas, abigarradas que ~~se consideran como~~ podrian ser del Terciario Superior a juzgar por las tobas andesíticas intercaladas. Al NE de Florencia, el macizo de Garzon se ancha con espolones cristalinos que van apareciendo hacia el E y que están separados por ensenadas terciarias, que ascienden al N y se despojan de su cubierta sedimentaria. En el término septentrional del macizo, las rocas cristalinas de la parte oriental están cubiertas del Paleozóico Inferior (TRUMPY) que vuelve a sumergirse bajo la cubierta mesozóica en forma de dos solevantamientos, separados por un sinclinal cretáeco-terciario. Los esquistos metamórficos, tan expandidos en la Cordillera Central y en las demas áreas de la Cordillera Oriental, parecen ser escasos, segun los conocimientos que tenemos. Probablemente, el macizo ya fué erguido una vez en tiempos pre-paleozóicos, y tan fuertemente que el Precambriano fué víctima de la erosion antes de la transgresion del Paleozóico Inferior del Precambriano Superior,

Despues de un corto trayecto cubierto de Cretáceo, a continuacion del trumpo de la parte oriental del macizo de Garzon, el Paleozóico vuelve a aflorar en el extremo SE del macizo de Quetame que aparece como un vector y buzada NE del macizo de Garzon. Este tambien es bastante angosto en comparacion con la longitud que llega desde las vertientes del rio Guayabero hasta la salida del rio Batá, afluente del Upia, o sea casi a los 5° lat. N, donde se hunde bajo el Neocomiano (grupo de Cáqueza). Debajo del Paleozóico Inferior de su borde SE surjen esquistos metamórficos y cuarcitas que HETTNER ha reunido bajo el concepto de estratos de Quetame. Sus rocas estan mas intensamente plegadas que el Paleozóico Inferior que las recubre discordantemente. Segun O. RENZ (bajo TRUMPY), este consiste, en la travesia del camino Uribe-alto Magdalena por la Cordillera Oriental, de esquistos arcillosos y de calizas arenosas que contienen trilobitas del Cámbriano Medio en el rio Duda; mas al Oeste, sobre el rio Ambica, hay esquistos grises con Didymograptus y Tetragraptus del Arenigiano. El Paleozóico Inferior del macizo de Quetame está transgredido nuevamente en esta region por una cubierta sedimentaria gruesa que consta ante todo de Cretácceo y Terciario Inferior. El Paleozóico Superior posiblemente está representado por la cuarcita de Ambica, que yace en apariencia concordantemente bajo el Cretáceo. Reproducimos aquí la seccion levantada por O. RENZ desde Uribe, en el termino ~~poniente~~ de los Llanos Orientales, hasta el valle del Magdalena en la region de Dolores, que

que llega alcanza a pasar por el extremo Sur del macizo sumergente de Quetame(fig. 47).Al N de esta seccion,el basamento premesozóico es partido por dislocaciones con caida erguida al W en cuatro glebas,entre las cuales cada una oriental está escurrida sobre la que sigue al Oeste.El Paleozóico Inferior y el basamento se hunden con flexura bajo el flanco oriental erguido de la cuenca cretáceo-terciaria de la poblacion de Colombia,en el curso medio y alto del rio Cabrera,afluente del Magdalena.En el borde oriental del macizo una flexura con fuerte buzamiento sumerge su cubierta mesozóica bajo el Terciario Superior de la orla,y al N de Uribe,las rocas antiguas de su borde,excentas de Cretáceo,están sobrescurridas al Terciario del márgen de los Llanos.En el interior del macizo aparece ahí una intrusion expandida de rocas en parte ácidas,en parte básicas,gapbbricas.

En repetidas ocasiones(HETTNER 1892,TRUMPY 1943,CLEMENTS 1946), fué descrita la seccion geológica de la via de Bogotá a Villavicencio que utiliza el valle de corte transversal del rio Negro(Cuadro 5 b).Entre Quetame y Villavicencio,predomina la serie de Quetame,constituida de esquistos metamórficos y cuarcitas que cargan restos erosivos cretáceos en la cumbre del macizo,llamada Los Órganos.Al E de la serie principal de Quetame siguen filitas menos metamórficas,de color rojo y pardo,con areniscas rojas,en parte conglomeráceas.Entre estos estratos de Pipiral(HETTNER), existen al W de Servitá bancos de caliza con crinoídeos y planchas de areniscas de grauvaca,que muchas veces están completamente recubiertas de impresiobes de Fenestella,Spirifer y otros braquiópodos.Separado por un potente y profundo sinclinal neocomiano,sigue arriba de Villavicencio el pequeño macizo de Villavicencio que consta de una gleba de rocas de Quetame,invertida al E que,por su parte descansa sobre una serie de Cretáceo y Terciario.

De la parte septentrional y del extremo N del macizo de Quetame hay observaciones de STUTZER,KEHRER y SUAREZ HOYOS,referentes principalmenye a la region de Gachalá en el área del rio Guavio.La serie de Quetame se encubre progresivamente al Norte de estratos del Paleozóico Superior,formados de areniscas arcillosas,esquistos arcillosos oscuros y caliza,ricos en fósiles típicos del Caebonífero Superior.En el Cerro del Caobre,al NE de Gachalá.las calizas cristalinas en forma de un anticlinal erguido,estan superpuestas por capas terrestres en que STUTZER halló Neuropteris,Calamites y Cordaites.El Carbonífero transgrede sobre la serie de Quetame o, como en el valle del rio Humea,sobre granito(entre Gachalá y Medina).Segun KEHRER,los feldespatos de esta roca ya estaban transformados en sericita, cuando el mar del Carbonífero la cubrió.El espesor del Carbonífero llegan a tener 1000 m en la pendiente E de los Farallones de Medina;sus estratos estan superpuestos transgresivamente,pero en concordancia por sedimentos del Neocomiano(estratos de Cáqueza).Desde STUTZER se sabe que el Carbonífero está escurrido sobre el Neocomiano arriba de La Vega en el rio Guavio y en otros sitios, que KEHRER tuvo ocasion de estudiar,Sinembargo puede tratarse de complicaciones locales en vista de que observó en el rio Humea una superposicion normal de Cretaceo sobre Cretáceo en varios pliegues.

Claramente desplazado hacia el W en relacion con el macizo de Quetame,se levanta mas al NE, al W del rio Chicamocha,entre la poblacion de Sogamoso y Santa Rosa(Boyacá),el pequeño macizo de Guantiva que se extiende largamente al NW,en forma semejante como los dos macizos ya descritos.La gleba principal occidental se levanta bruscamente al W de Duitama en el sobrescurrimiento de Duitama que pone en contacto el Maestrichtiano con los estratos juratriásicos de Giron.Segun SARMIENTO SOTO alcanzan a aflorar,tanto en el sobrescurrimiento que delimita la gleba al SE como en otros sitios,esquistos filíticos verdosos y areniscas cuarcíti-

cas que son del Paleozóico o del Precambriano. En el páramo de Guantiva que es la gleba oriental, separada de la de Duitama-Charalá por un sinclinal cretáceo-terciario, flanqueado al W por el sobresecurrimiento de Duitama, se observan varias formaciones paleozóicas mas o menos metamórficas, penetradas por granito. Como caso singular, al NE de Duitama, en la travesia hacia Soatá (valle del rio Chicamocha), se presentan debajo de la serie de Girón una sucesion potente de conglomerados contusos, algo metamórficos que pueden ser permianos o mas antíguos. Dentro del macizo de Guantiva se halla el terreno ricamente fosilífero del Devoniano Medio de La Floresta, situado al ENE de Duitama. La gleba de Guantiva está fallada al E, en parte muy fuertemente, a lo largo del sobrescurrimiento de Guantiva, que en Paz de Rio pone en contacto el Oligóceno con el Giron. Hacia el SW, la gleba se hunde bajo el Cretáceo y lo propio probablemente acontece en el NE, hacia Capitanejo en el rio Chicamocha. Al W de Soatá, aflora el Carbonífero en ella.

El macizo de Santander es el mas extenso de la Cordillera Oriental. Entre Bucaramanga y Labateca comprende la mayor parte del ancho de esta cordillera y hacia el Norte se divide en ramales, entre los cuales la serrania de Perijá es la mas sostenida. Estas glebas de rumbo N y NW constan de rocas precambrianas y paleozóicas. La extension longitudinal de las glebas difiere de la de los macizos del Sur que corren al NE. Mas o menos sobre la línea Socorro-Nevado del Cocuy-Tame se efectúa el cambio de rumbo al N y NW, al cual se amoldan los pliegues de la cubierta cretáceo-terciaria. La gleba mas occidental es la de Bucaramanga que puede considerarse como la prolongacion de la gleba al W de Duitama y que se compone principalmente de rocas altamente metamórficas con remanentes del Devoniano (Guaca), del Giron y del Cretáceo Inferior y Superior. A lo largo de una escarpa muy alta que pasa por el lado oriental de Bucaramanga y que corresponde al sobrescurrimiento erguido de Bucaramanga, el macizo está separado del Carbonifero (y Permiano?), del Giron y del Cretáceo Inferior de la estribacion septentrional del gran sinclinal que viene desde el rio Suarez. Se observan ahí discordancias del Giron sobre el Carbonífero y del Neocomiano sobre el Giron, siendo de advertir que la arenisca conglomerácea basal del Crétáceo no es, segun HUBACH, la Arenisca de Arcabuco (opinion de la geologia del petróleo) que en la localidad típica de Arcabuco, al W de Duitama, yace concordantemente debajo del Valanginiano y probablemente es tithoniana. El macizo de Bucaramanga todavia no ha sido estudiado detenidamente; las secciones geológicas de DE BÖKH y RICHARDSON (ver: GREGORY) y de E. A. SCHEIBE, solo dan una idea general de la estructura geológica de este macizo complicado. Pero seguramente no corresponde a la realidad si GREGORY quiere interpretarla como napas. El macizo consta de tres glebas mayores del basamento cristalino que estan separadas por escamas de sedimentos mas jóvenes. La mas occidental es la de Bucaramanga, cuyos estratos del Carbonífero marino, situados al W del sobrescurrimiento de Bucaramanga han sido estudiados por DICKEY entre Bucaramanga y Bocas y forman ahí una área reducida. Mas al Sur y al Norte, van transgredidos en discordancia por las capas rojas d Giron que por su parte lo son por el Cretáceo Inferior; debajo del Carbonífero asoma el cristalino metamórfico, intruido por granitos predevonianos con filones de aplita y de pegmatita. Al E de Tona, en la parte alta del macizo, se conserva algo de Giron, transgredido por Neocómiano con Toxaster roulini en posicion mas o menos horizontal y limitado contra el cristalino del páramo de Santurbán por otra dislocacion al E de la cual siguen intercalaciones plegadas de esquistos negros que posiblemente son del Carbonífero. Mas al E, en Mutíscua, existe otro escamamiento de Cretáceo y Terciario Inferior, el cual muestra, según MERRIT, una duplicacion en otra dislocacion. Debajo del Cretáceo y del Terciario que se halla sobresecurrido al E a lo largo de una falla longitudinal erguida, asoma otra vez el

cristalino con neis, esquistos muscovíticos, granito y diorita. Se trata de la gleba que, segun GREGORY, deberia nadar sobre el Mesozóico y el Terciario Inferior, pero en realidad ella se sumerge en direccion N bajo el Cretáceo. Sinembargo, al entre Pamplona y Cúcuta ella está escurrida sobre el Terciario y Cretáceo del sinclinal del rio Pamplonita, a lo largo de una falla por cierto erguida.

Al E del macizo de Santander vuelven a aflorar, segun HUBACH, depósitos del Carbonífero que constituyen parte del páramo de Tierra Negra, ~~segun HUBACH~~, a poca distancia de la frontera venezolana y que llegan a tener con un espesor estimado en 2400 m un desarrollo mas potente que en Bucaramanga, es decir, tambien ~~sobre~~ el borde W del Macizo. La sucesion estratigráfica consta de esquistos gris oscuros y rojos, frecuentemente arenosos, de areniscas conglomeráceas, y de bancos de caliza en diversos niveles que contienen una rica fauna del Carbonífero Superior. En el yacente se encuentran esquistos rojos y areniscas que posiblemente pertenecen al Devoniano y que transgreden sobre micacita con intrusiones de granito y de diorita. Segun E. A. SCHEIBE, el Basamento vuelve a asomar en el valle del rio Talco. Se trata de una region geológicamente muy movida y complicada.

En el perfil varias veces descrito que se extiende entre Cúcuta, Ocaña y el valle del rio Magdalena (HETTNER 1892, STILLE 1907, E. A. SCHEIBE 1938), a un grado del latitud al Norte del área anterior, el macizo de Santander ofrece una constitucion todavia muy semejante, a excepcion de la gleba mas oriental que desaparece bajo la cubierta cretáceo-terciaria. Contra esta se yergue segun STILLE la gleba intermedia por medio de una falla erguida, en la cual ~~sinembargo~~ tambien se conservan, entre Arboledas y Salazar, segun SCHEIBE, estratos de la serie de Giron con silos de pórfido cuarzoso e intrusiones de granito. La gleba intermedia se hunde mas al Norte, entre los rios Tarra y Sardinata, y sobre el cristalino aparecen estratos de la serie de Giron al W de San Pedro. En la dislocación que motiva la zona hundida de capas mesozóicas entre la gleba intermedia y la occidental, se conserva en el interior el Cretáceo Inferior sobre la serie de Giron que se levanta y se extingue al N. En la gleba mas occidental del macizo (~~Perijá~~), se conservan en la region de Ocaña, restos mas o menos extensos de mantos de pórfido cuarzoso que probablemente corresponden al Giron. Esta gleba se prolonga al Norte y forma el núcleo de la propia serrania de Perijá. El borde W está escurrido sobre estratos del Cretáceo Inferior que se repite en varias escamas (fig. 46).

Demos todavia una vista sobre las rocas de la cubierta de la Cordillera Oriental. Ella consta de depósitos del Cretáceo y del Terciario, a los cuales se asocian, en la márgen W del macizo de Garzon y en el espacio del macizo de Santander, sedimentos terrestres de la serie juratriásica de Giron. Estos parecen estar ausentes en el macizo de Quetame y en sus alrededores. En el N de la cordillera, en el área del macizo de Santander, están distribuidos con intermitencias sobre todo el ancho de la cordillera y continúan a la sierra de Mérida en Venezuela. En el Sur, la serie de Giron se halla reducida al flanco W de Cordillera Oriental y, en calidad de serie de Payandé, al flanco E de la Cordillera Central y al valle alto del Magdalena, donde ha sido cartografiada por J. TORRES. De este modo, ella llena una zona sinclinal cuyo eje coincide aproximadamente con el curso actual del rio Magdalena, pero que, hacia el N, se extiende vastamente sobre las regiones cordilleranas vecinas. Entre los sedimentos mayormente terrestres de color rojo, gris y verdosos se interponen derrames y tobas mas o menos potentes de pórfidos cuarzosos, de rocas porfiríticas y, en menor cuantía, diabásicas. Localmente, como entre Natagaima y Dolores, en el Depto. del Huila y, en general hacia el pié de la Cordillera Central, se agregan intrusiones de rocas macizas, acentuadamente alcalinas, especialmente granitos y monzonitas; ademas es esta la zona de las intercalaciones marinas del Triásico Superior y del Jurásico inferior. Con esta facies de Payandé del Giron, que sigue por el borde E de la Cordillera Central, contrasta el desarrollo terrestre y solo localmente ~~volcánico~~ intrusivo e intrusivo que tiene el propio Giron en la Cordilleea Oriental.- En el Sur, sobre las capas

marinas del Triásico de Payandé, mencionadas antes, y debajo del Liásico de Morrocoyal, hay esquistos terrestres con plantas y esterias. Los estratos terrestres del Juratriásico se hallan especialmente bien expuestas y son potentes en el rio Lebrija, al NW de Bucaramanga; localmente, como en Bocas, ellos parecen ~~estar~~ ser concordantes con el Carbonífero, pero al S de Bucaramanga, la discordancia está bien definida. Al Sur de Giron y al W de Los Santos, ~~en cambio~~ la serie de Giron transgrede sobre el basamento cristalino. En el pequeño macizo de Duitama, en Montebel (entre Duitama y Charalá), la parte media inferior de la serie de Giron es relativamente abundante en esterias y plantas identificables.

En 1954, BRUCKNER informó sobre la existencia del helecho Callipteridium y de ostracodos (Darwinula) hallados en esquistos carboníferos negros de la serie de Giron, el equivalente de la serie de La Quinta de Venezuela. Los fósiles se encontraron en un afluente N del rio Lebrija, arriba de la estacion ferroviaria de Las Palmas. Segun estudios de LANGENHEIM JR, se trata de intercalaciones arcillosas dentro del propio Giron, pero la evidencia paleobotánica apunta a equivalentes de la serie de Bocas que representa la parte mas alta del Carbonífero y que hace contacto agudo con el Giron en Bocas. La serie de Bocas es muy semejante (STUTZER) a los estratos del Carbonífero Superior con plantas que se hallan encima del Carbonífero Superior marino de Gachalá, en la parte N del macizo de Quetame.

La serie de Giron generalmente está superpuesta en el lado occidental de la Cordillera Oriental y tambien en el Nevado del Cocuy por areniscas claras cuyos intermedios arcillosos contienen plantas típicas (Weichselia) del Cretáceo Inferior. En Arcabuco, al NW de Tunja, siguen, en aparente concordancia sobre las potentes areniscas de Arcabuco, que forman ahí dos anticlinales con un sinclinal que representan la buzada (plunge) del vector de Arcabuco (o Duitama) del macizo de Santander, hacia Leiva, esquistos arcillosos con bancos de arenisca arcillosa que contienen en la parte alta Astierias del Hauteriviano Inferior y mas abajo amonitas y bivalvas del Valanginiano. Con esto se inicia el desarrollo arcilloso pirítico y en veces muy calcáreo del Neocomiano que es tan característico para el valle del rio Suarez, para los exteriores oriental y occidental de la Sabana de Bogotá y para el terreno de Cáqueza-Quetame hasta Macanal y Miraflores (Boyacá). Encima de esta serie de Cáqueza sigue la serie de Villeta, mayormente arcillosa y calcárea, pero arenosa en la parte E de la Cordillera Oriental, renombrada por la abundancia de amonitas barremianas, aptianas y albianas. Al E de Bogotá, contra el borde del macizo de Quetame, la serie de Cáqueza con alrededor de 3000 m de espesor, contiene en la parte media y baja estratos marinos del Valanginiano (HUBACH, KEHRER) que llevan Thurmannites, Berriasella, Spiticeras y Platylenticeras, ademas de una flora afin a la de la isla de San Lorenzo en Perú. Los fósiles fueron descritos por ROYO y GOMEZ. Los escasos intermedios de sedimentacion arenosa entre los estratos arcillosos-calcáreos en el borde W del macizo de Quetame sin duda indican vecindad de la tierra firme, pero parece que el macizo de Quetame estaba mayormente cubierto por el mar, especialmente en el Neocomiano cuando la sedimentacion a lo largo de la márgen llanera (oriental) de la Cordillera Oriental es potente y esencialmente arcilloso y marina (Villavicencio-Medina, Salinas de Chita). En cambio, desde el final del Hauteriviano hasta el Paleoceno, en la misma extension, o sea desde el rio Upia hasta el rio Arauca, especificamente con abundancia de capas de plantas en alternacion con capas marinas, la facies es arenosa e indica que los Llanos Orientales fueron mas o menos terrestres. Los estratos terrestres con Weichselia y Brachyphyllum, hallados por R. SCHEIBE en la zona del Nevado del Cocuy, corresponden probablemente a la base de esta sucesion arenosa. Como miembros arenosos, que ~~se extienden desde~~ dicho

se extienden desde dicho borde llanero hasta al interior de la Cordillera Oriental, se destacan la Arenisca de Cáqueza del tope del Hauteriviano, la Arenisca de Une del Albiano Superior-Cenomaniano Inferior y Medio y, en Cundinamarca y Boyacá, el Guadalupe Superior (Coniaciano p.p. hasta Maestrichtiano Inferior). La Arenisca de Une, como tambien local y regionalmente otros niveles cretáceos contienen lechos de antracita, y carbon y de arcillas carbonáceas, indicando regresiones y áreas paludales; por su parte los depósitos de sal de la Sabana (cuenca de Bogotá) que provienen en parte del nivel de Exogyra squamata, y los del borde llanero (Upín al N de Villavicencio y Salina de Chita en la cabecera del rio Casanare) del Valanginiano, indican recintos aislados en el mar cretáceo. Las transgresiones del Cretáceo son variables. En el borde oriental de la Cordillera Oriental, desde Villavicencio hacia el curso alto del rio Casanare, y en su flanco occidental desde Apulo-Villeta hacia Muzo, la transgresion se inicia en el Valanginiano y, probablemente, ya en el Jurásico mas Superior, habiendo un indicio llamativo, de subsidencia ininterrumpida del Giron juratriásico al Valanginiano en la zona de Arcabuco, y de ahí al N hasta Virolín (al E de Charalá), donde la Arenisca de Arcabuco como formacion superior del Giron es concordante con el Valanginiano el cual tiene en la base (Virolín) los mismos esquistos arcillosos rojos como el Arcabuco. Un nivel transgresivo muy generalizado es el arcilloso y arcilloso-calcáreo del Barremiano, que invade típicamente el valle del Magdalena, hasta cuencas terrestres y partes del interior de la Cord. Oriental, valle del Chicamocha p.ej. Este estado marino persiste con leves intermitencias hasta el Albiano Medio. La transgresion que se inicia en el nivel de Exogyra squamata ya es menos constante y se expresa mejor en la facies arcillosa-lidítica-localmente calcárea del valle del Magdalena y del flanco occidental de la Cordillera Oriental que en el desarrollo arenoso de la zona de Bogotá y del flanco E de esta cordillera. Las determinaciones paleontológicas llevadas a cabo últimamente por H. BÜRGL, sobre la base de amonitas y de foraminíferos del Cretáceo Superior, han demostrado una correlacion satisfactoria de las subdivisiones litológicas y de sus variaciones de facies, establecidas por HUBACH, con base en la nomenclatura de HETTNER (1892). De las investigaciones de BÜRGL que están por publicar, se desprende que en algunas zonas del Oriente de Colombia, como la region del rio Batá-Guavio, al NE de Bogotá, y en la parte Sur de la Alta Guajira, la transgresion del grupo de Cáqueza se inicia en el Jurásico Superior y tiene una continuidad al Valanginiano y al Hauteriviano, como parece ser el caso entre la Arenisca de Arcabuco y el Neocominno en Arcabuco (al NW de Tunja), sistemáticamente inestigado por BÜRGL en la vecina region de Leiva. Subsisten todavia algunas dificultades en cuanto a la separacion del Valanginiano y del Hauteriviano, y si este último piso es completo o incompleto en la parte alta. La abundancia, y la variedad y constancia de las Pulquidias del Barremiano con que se inicia el grupo de Villeta, han dado motivo a dicho autor a hacer un estudio fundamental acerca de ellas. La rica fauna del Aptiano y de sus subdivisiones tambien ha sido vastamente documentada, habiendo todavia algunas dudas paleontológicas acerca de si el miembro transicional al Albiano, llamado formacion de San Gil y por otros Tablazo, es del Aptiano tardio o del Albiano inicial. En su desarrollo arcillosos mas completo, potente y fosilífero al W de la Sabana de Bogotá (Anolaima-Sasaima-Pacho) que al Oriente, el Albiano ha sido claramente zonificado y sirve de faja típica de referencia. El problema del Albiano al E de Bogotá, entre Chipaque y Cáqueza, toca con los hiatos intercretáceos que están al estudio de BÜRGL. Al Aptiano sigue ahí un miembro relativamente reducido de esquistos arcillosos piríticos que no ha producido fósiles típicos del Albiano y que evidentemente va transgredido por la Arenisca de Une

la cual, en su parte media-superior, lleva Mantelliceras que apunta al Cenomaniano Inferior, dando lugar a suponer la parte baja de la Arenisca de Une corresponda al Albiano Superior. En la parte E de la Cordillera Oriental, el Turoniano y el Senoniano son muy pobres o faltos de fósiles diganósticos; ellos aumentan hacia la parte interior en Cundinamarca y abundan (foraminíferos y amonitas) en la parte occidental de dicha cordillera, asimismo que en el interior desde Boyacá al N. Los problemas consisten en la presencia o ausencia del Santoniano y en parte del Coniaciano. Con respecto a la disposicion tectónica del Senoniano, Turoniano y del Cenomaniano es significativo que la facies arenosa de la parte oriental de la Cordillera Oriental (Bogotá-rio Arauca) se prolongue con el rumbo acostumbrado NE-SW hacia el alto Magdalena, pasando desde Baraya y Neiva hacia La Plata y mas al SW, donde se entrevera con la facies volcánica y tiende a atravesar diagonalmente la Cordillera Central hacia el Ecuador. -A la par con los estudios paleontológicos de H. BURGL van en estos tiempos los de V. PETTERS, íntimo conocedor de la fauna cretácea y terciaria de Colombia. ~~cuyo conocimiento está muy restringido por razones de obligaciones profesionales~~.

En cuanto al espesor del Cretáceo, es llamativo que el Neocomiano del flanco oriental y hasta cierto punto el del flanco occidental entre Apulo y Muzo sea muy grueso, mientras que en los afloramientos del interior (Tunja-Duitama-valle superior del rio Chicamocha-partes altas del Macizo de Santander-Catatumbo en la parte S de la cuenca de Maracaibo) sea muy reducido y aun pueda faltar localmente. Se pueden suponer así cuencas sedimentarias en los flancos y un lomo interior para esos tiempo de preformacion de la Cordillera Oriental. En el tiempo de Villeta es significativo el gran espesor y el caracter muy pirítico de los esquistos arcillosos en la cuenca de Apulo-Muzo que prosigue en subsidencia intensa, mientras que en el flanco oriental, el Villeta solo es medianamente grueso y en general todavia mas reducido en el interior de la Cordillera Oriental. En el tiempo de Guadalupe, el espesor de la sedimentacion tiende a emparejarse en dicha cordillera y en el valle del Magdalena, siendo en término medio menos gruesa en este valle y en la facies arcillosa-lidítica de los Departamentos de Santander y Santander del Norte. Segun BURGL, en los pormenores ya se notan en la Sabana de Bogotá diferencias notables de espesor a favor de un sinorogenismo que va acentuándose.

En cuanto a la extension del área sedimentaria del Cretáceo sobre la Cordillera Central, la zona evidentemente cretácea que HETTNER descubrió en la parte central de la cumbre al NE de Manizales, confirmada por W. NELSON, y la presencia de Cretáceo Superior en la parte meridional alta de esta cordillera (San Sebastain, GROSSE; Santa Leticia y San Antonio al E y NE de Popayan, HUBACH), demuestran que temporalmente tambien la Cordillera Central estuvo incluida en el área sedimentaria como lo advirtió RUTTEN, y que de ahí se comuncaba con el área esencialmente vokcánica del Cretáceo del Occidente de Colombia. La cumbre de la Cordillera Central por lo tanto es en general la division entre la sedimentacion marina del Cretáceo del Oriente Colombiano (geosinclinal oriental) y la facies volcánico-básica (tambien marina) del Occidente de Colombia (geosinclinal occidental).

Con el Terciario se inicia el retiro del mar y la sedimentacion en la Cordillera Oriental se reduce a las cuencas mayores y menores dentro de ella. Los movimientos orogénicos que actúan mas visiblemente, introducen tambien en la sedimentacion fuertes variaciones locales y regionales de espesor y de facies, que hacen difícil y aventurada la correlacion. Con el fin de controlar esta inquietud litológica, se procedió a aplicar la palinologia a la identificacion de la edad y a la correlacion de los sedimentos, con igual éxito de parte de VAN DER HAMMEN, como en el campo paleozoológico de parte de BURGL. El método aplicado consiste en la determinacion específica y luego en la numérica

d l pólen xegun como control de la influencia que ejercen los ciclos climáticos mayores y menores sobre el tipo de vegetacion.

En compensacion del surgimiento progresivo de la Cordillera Oriental y d las demas cordilleras, xaxsedimentacionx el hundimiento principal y el grueso de la sedimentacion se trasladó al valle del Magdalena y, por primera vez desde la deposicionde la Arenisca de Roraima, interpretada como juratriásica, a los Llanos Orientales y a la Amazonia Colombiana, sobre todo a partir del Eoceno Superior.

Entre los depósitos terciarios de la Cordillera Oriental, los que mas atencion han merecido, son los de la Sabana de Bogotá la cual es típicamente una cuenca terciaria como la de Maracaibo. Los sedimentos depositados ahí hasta el fin del Oligoceno, aproximadamente, miden unos 3000 m de grueso y se dividen en: grupo de Guaduas (Maestrichtiano "Superior") y Paleoceno "Inferior"), formacion de Bogotá (Paleoceno "Superior" hasta Eoceno Inferior), formacion de Usme (Eoceno Medio hasta Oligoceno Medio y ?Superior). Probablemente sin intervencion del Mioceno, sigue en la Sabana y demas cuencas Colombianas de la Cordillera Oriental con muy fuerte discordancia, la formacion de Tilatá que apenas ha sido afectada por el tectonismo y finalmente, con una hiato erosivo fuerte, el Pleistoceno.

El grupo de Guaduas de la cuenca de Bogotá, típicamente expuesto en Guatavita, está separado por un hiato del Maestrichtiano Inferior que forma la arenisca mas alta del grupo de Guadalupe. El hiato está indicado por el cambio brusco de la Arenisca Tierna del tope del Guadalupe a las arcillas esquistos que predominan en el Guaduas Basal, y esta probado por la intercalacion de un manto de caliza encontrado en la entrada del túnel de la cabeza del Salto de Tequendama que abrió la Empresa de Energia Eléctrica de Bogotá. De modo general, el grupo se divide en una mitad inferior de 300 hasta 400 m de grueso, formado de arcillas esquistosas oscuras, bancos de arenisca y un número de mantos de carbon que varia entre 21 y 0. En la parte baja se encuentran ocasionalmente fósiles marinos. Por correlacion mediante control palinológico con áreas marinas y limnicas contemporáneas (Umir del rio Sogamoso y del Catatumbo), su edad se halló correspondiente al Maestrichtiano "Superior". La parte superior del grupo, o sea el Guaduas Superior, con 300 m de grueso, consta de gredas abigarradas, generalmente rojas o achocolatadas, con intercalacion de areniscas arcillosas y solo localmente con lentejuelas de carbon. A pesar de ser rápida la transicion de las arcillas oscuras a las gredas abigarradas, no parece haber hiato y el exámen palinológico sitúa este límite entre el Guaduas Inferior y el Superior en el límite Maestrichtiano-Paleoceno que coincide con una cambio brusco de la flora.- En tanto este es el desarrollo en el lado oriental de la cuenca de Bogotá, en el lado occidental, el Guaduas es mas grueso y solo carbonífero (semiantracítico) en la parte mas baja y donde contiene gredas abigarradas, xx ya en la parte baja y media.

La formacion de Bogotá, con unos 1500 m de espesor, es una sucesion monótona de gredas manchadas y areniscas gredosas, bien expuesta en el lado oriental del valle de Usme o Tunjuelo, al Sur de Bogotá. La base es la Arenisca del Cacho que debe ser inconforme con el Guaduas y se distingue por el gran grueso, ferruginoso de algunos bancos. Encima se halla un nivel arcillosos-carbonáceo cuyo pólen corresponde al Paleoceno. Hacia la parte media-alta se intercala un banco conglomeráceo que se estima como transgresion del Eoceno Inferior. En la parte xixx mas alta hay arcillas rojas con pequeñas esferas de caliza, sin fósiles.- La variabilidad de los sedimentos a corta distancia se infiere de que ya en el interior y mas en la parte W de la cuenca de Bogotá, xx la Arenisca del Cacho no se distingue sino palinológicamente.

La formacion de Usme tambien se halla en el valle del mismo nombre ~~y es transgresiva~~

donde reposa disconformemente sobre la de Bogotá.El hiato se reconoce porque entre los conglomerados finos de la arenisca inferior del Usme se encuentran rodados de plaeners del Guadalupe Superior.La parte inferior se conoce con el nombre de Arenisca de Usme,formada de horizontes de arenisca arcillosa,algo conglomerácea en la parte baja,y de intercalaciones de arcillas esquistosas.Encima siguen arcillas oscuras con intercalacion de bancos de areniscas,mucho detrito de carbon,mantos locales de carbon,y niveles marinos con foraminíferos.La parte alta no se conserva en el valle de Usme,pero evidentemente fué encontrada a continuacion N del sinclinal de Usme en una perforacion(Andina) en los suburbios occidentales de Bogotá,de cuyas muestras de arcilla roja BURGL extrajo Globorotalia fohsi,de la parte alta del Oligoceno Medio y del Oligoceno Superior.El espesor expuesto en el valle de Usme es de 600 a 700 m.

La formacion de Tilatá consta en los bordes ponientes de la Sabana de arenas poco compactadas en veces con bloques redondos, y de cascajos redondeados derivados del Cretáceo Superior, y de arcillas.La exposicion típica se halla en El Charquito, arriba del Salto del Tequendama,y,ademas,en el trayecto de la via férrea que sube del Charquito a la Sabana,donde se vé la discordancia erosiva con el Pleistoceno marginal,formado de bloques angulosos del Guadalupe Superior.En la base del Tilatá se encuentra la Sacoglottis de Berry,a igual que en la misma formacion en Cipacón(F.C.Bogotá-Girardot).El espesor del Tilatá es variable de acuerdo con la superficie erodada en que se depositó, ~~el Tilatá~~ es muy variable y llega en El Charquito a 150 m.Poco al Oeste,en el borde de la Sabana,el Tilatá marginal se vuelve arcillosos rápidamente y todavia contiene Sacoglottis.-En el recinto oriental de la cuenca,el Tilatá se halla vstamente conservado en la cuenca menor de Chocontá,desde la represa del Sisga y Tilatá hasta arriba de Villapinzon.Tambien ahí es arenoso,finamente cascajoso y arcillosos en el interior, y conglomeráceo hasta del tamaño de bloqyes en los bordes.Pero siempre los guijos son redondeados o subangulares, en contraposicion al material marginal angulos del Pleistoceno.-La edad pliocena del Tilatá se infiere de que apenas está fallado y plegado y que pasa en discordancia sobre todas las formaciones anteriores de la Sabana de Bogotá.

El Pleistoceno que tiene desarrollo conglomeráceo en las márgenes y en las partes altas de las entrantes de la cuenca de Bogotá,adquiere espesores hasta unos 200 m en el interior y consta ahí de capas arcillosas,muchas veces ricas en turba,e intercalaciones de estratos y lentes de arena.Los corazones de las perforaciones hechas estan sirviendo para controlar palinológica-climáticamente las fases glaciares e intersetadiales del Pleistoceno.-Al W de la Sabana,el Pleistoceno consta principalmente de bloques acantilados provenientes del Guadalupe que parecen haber formado un tendido desde la escarpa occidental de la Sabana hacia el Magdalena y que se fueron redondeando en proporcion a la distancia desde la escarpa,como puede apreciarse en La Mesa(de Juan Dias).-Aparte de Mastodon se han encontrado Megatherio y escasos restos del caballo precolombino(Quipile).Mas o menos a 1 m encima de la capa de Mastodon,ROYO y GOMEZ encontró un artefacto primitivo,de barro cocido, en forma humana.

Gracias Medianb el método palinológico aplicado y comprobado por VAN DER HAMMEN que probó ser efectivo en la correlacion de las formaciones petrolíferas del Magdalena y del Catatumbo,el Terciario de Bogotá ha podido seguirse en sus subdivisiones tanto al valle del Magdalena, como al Catatumbo y los Llanos Orientales,como a las cuencas menores de la Cordillera Oriental que forman un rosario entre el lado E de Bogotá y Cúcuta. Pero tambien fué posible extender la correlacion con el valle del Cauca. Terciario del valle del Cauca-Patia e identificar entre otros el Paleoceno ligado con el Cretáceo volcánico. Una publicacion al respecto de VAN DER HAMMEN está en ejecucion.

Segun se dijo, no hay sedimentos a flor de tierra en las áreas terciarias de la Cordillera Oriental que correspondan al Mioceno, respte. a la formacion de Honda del valle del Magdalena. Evidentemente en este tiempo ya los movimientos plicativos de y de solevantamiento de la Cordillera ~~la cubierta sedimentaria~~ comenzaron a entrar fuertemente en accion. Se trata del primer orogenismo intenso ~~fuerte~~ y tangible que sufrió la Cordillera Oriental, siendo entendido que hasta el Oligoceno inclusive, los estratos cretáceos y terciarios son concordantes o disconformes, y raras veces levemente discordantes.

De las cartas geológicas de HETTNER, y E.A. SCHEIBE se desprende que los estratos del Cretáceo Superior ~~y afuera de los del Creta~~ de la Sabana de Bogotá presentan una serie de pliegues que corren paralelos al rumbo de la Cordillera Oriental y que resaltan en el cuadro cartográfico por los sinclinales formados del Terciario Inferior (fig. 48). Lo mismo vale para la Cordillera Oriental en general donde llenan el espacio entre el macizo de Garzon en el Sur y el macizo de Santander en el Norte, y entre el macizo de Quetame en el Oriente y el borde escarpado del valle del Magdalena en el Occidente. Pero no sucede que las hileras de pliegues esquiven los macizos cristalinos, sino que los interesan y llegan a ser la prolongacion inmediata de la disectacion digitadora hacia los extremos del basamento. En consecuencia, estos pliegues han sido solevantados simultáneamente con los macizos y con la disectacion de estos en glebas. Así como sucede con ~~lo hacen~~ las glebas del macizo de Santander al surgir este, tambien los pliegues NE hasta N de la cubierta cretáceo-terciaria cambian al NNW. Entre los dos macizos aludidos del N y del S, se pueden distinguir dos sistemas anticlinales principales contínuos, a los cuales sinembargo se agregan en la Sabana de Bogotá y de ahí hacia Tunja algunos anticlinales cretáceos y sinclinales infraterciarios mas cortos y mas irregulares (cuadro 5 b,c). Los anticlinales en algunos casos son sencillos, pero por lo general están invertidos al E o al W y frecuentemente, como el de Bogotá (CLEMENTS) y los que flanquean el sinclinal de Tabio estan fallados hasta sobrescurridos. Ademas, sus ejes ascienden y descienden mediana hasta fuertemente, como se manifiesta en el anticlinal de Bogotá, entre esta capital y Nemocon. En un caso que es el del cerro de Guatavita (Montecillo), el pliegue domal adquiere la forma de un cono. Un sinclinal de gran extension es el que se prolonga desde el NE de Zipaquirá hasta Samacá. Los anticlinales de Tabio, Rio Frio y de Lenguazaque que subdividen la parte occidental de la cuenca en el Norte, probablemente son complicados en el subsuelo preeuaternario. En la parte oriental, los sinclinales son igualmente ~~mas~~ ondulosos y presentan la forma de cuencas menores alargadas, asi el de La Calera-Sopó, el de Guatavita con sus ramificaciones al NE, y el de Chocontá. Tambien ellos presentan sectores con complicaciones en el subsuelo. En el sector Sur de la Sabana, solo el sinclinal de Usme tiene extension considerable. Al W sigue una masa domal, suavemente subplegada en la mitad ~~parte~~ oriental y fuertemente contraida, en parte horizontal y fallada en la mitad occidental. Esta masa termina al W con el sinclinal de Sibaté que se levanta pronto al Sur y es segudio al W por el anticlinorio del Salto de Tequendama, en el cual se halla sumida la pequeña cuenca de Canoas, fallada en el lado oriental. Mas al W, hacia Facatativá, se hace sentir la influencia del sistema de sobrescurrimientos NW con empuje al NE que forma el eje de la cuenca de Bogotá y que ~~que se destaca especialmente~~ en la parte Sur de la pequeña y compleja cuenca de Fusagasugá. -Segun lo muestra el mapa de E.A. SCHEIBE, una serie de cuencas infraterciarias se desarrolla desde el lado oriental de la Sabana de Bogotá hacia Tunja y Cúcuta, por la parte interior oriental de la cordillera. Al NE de la de Chocontá sigue la de Tunja-Duitama, luego la de Pesca-Sogamoso-Jericó, muy irregular y fallada, la de Boavita, la pequeña de Capitanejo-Molagavita, la del Páramo del Almorzadero, las de Toledo-Labateca y el sinclinal complejo de Pamplonita-Cúcuta que es uno de los vectores meridionales de la cuenca de Maracaibo. En cambio, sobre el lado occidental de la Cordillera Oriental que está menos fuertemente

plegado y en cambio mas fallado,no existe tal sucesion de cuencas,y el todo terreno,desde el Páramo de Guerrero al N de Tabio hasta Bucaramanga,está formado de Cretáceo,mas al N del Giron y del Carbonífero.La estructura mas notable en este sector es el gran sinclinal del rio Suarez con flanco oriental suave y muy amplio y flanco occidental(contra el anticlinorio de Los Lloroquíes) corto y subplegado.El eje se levanta hacia Bucaramanga y Rio Negro,donde termina en el sobrescurrimiento NNW de Bucaramanga.- Al Sur de la Sabana otra vez se presentan cuencas terciarias,a saber la de Fusagasugá,la del Cunday,y la de Colombia que se prolonga hacia el Este de Baraya.Ellas se hallan sobre el rumbo general de las cuencas referidas del lado oriental interior de la cordillera, y son significativas para la persistencia infraterciaria de los alineamientos NE-SW del Cretáceo que enlazaban la parte oriental de la Cordillera Oriental con la parte Sur de la Cordillera Central.Estos alineamientos solo cambiaron a raiz del orogenismo del Mioceno Inferior, que borró en la disposicion anterior y formó el sector alto del Valle del Magdalena, repitiendo los alineamientos que,segun la facies,existian en el Juratriásico.

Al E de Bogotá,entre la cuenca de Bogotá y el macizo de Quetame, ya en hoyas hidrográficas del sistema del Orinoco,el sinclinal de Une con capas del Cretáceo Superior es la prolongacion S ampliada del sinclinal de la cuenca de Guatavita.Este limita al E con la buzada amplia de Choachí-Fómeque que tiene expuestos los grupos de Villeta y Cáqueza y que es la zona típica para el estudio de estos estratos en su facies del Oriente de Bogotá.La buzada anticlinal continúa hacia el Norte y bordea,con inversion al W,la cuenca de Guatavita,respte, su ramal sinclinal de Aves.-Al W de la cuenca de Bogotá,la estructura sobresaliente es el domo de Villeta,cubierta en la parte alta por el grupo de Cáqueza que consta ahí de areniscas cuarcíticas,en parte finamente conglomeráceas y de esquistos y calizas. El flanco oriental muestra un buzamiento al E,poco interrumpido,que permite un estudio estratigráfico detallado del Cretáceo en la facies W de Bogotá,desde el Valanginiano hasta el Maestrichtiano.Desde Villeta al SW,el anticlinal que carga el domo se ramifica,y en una de estas ramificaciones,o sea en el pequeño domo de Apulo,vuelve a asomar el Neocomiano Superior.Mas al Sur,los plegamientos se hunden contra el empate de las estructuras monoclinales que bordean la cuenca de Fusagasugá(que corre al SW)y la que bordea la estribacion NE del sinclinal terciario de Girardot y la cuenca de Melgar.-Con referencias a la cuenca de Bogotá,se puede constatar que el rumbo de los anticlinales y sinclinales es bastante irregular,pero,por falta de afloramientos,no podemos decidir si los solevantamientos del basamento desempeñan algun papel al respecto.En opinion de HUBACH quien juzga por analogia con la cuenca de Maracaibo y con el lomo mesozóico del interior de la Cordillera Oriental,el Cretáceo Inferior de la cuenca de Bogotá podria ser de poco espesor en comparacion con los terrenos al E y al W,y que el espesor comenzó a aumentar en el Cretáceo Superior para acentuarse en el Terciario cuando propiamente se formó la cuenca.

En la Sabana de Bogotá existen varios excemas de sal,entre los cuales los mas importantes estan en el NE,a saber Zipaquirá,Nemocon, Tausa y Sesquilé,estudiados por R. SCHEIBE.Otros menores existen al Sur de Suesca(Potrero Grande),al Sur de Sopó(Salitre),al Sur de La Calera(Santa Rosa) y en Tabio.En general estos excemas estan relacionados con fuentes termales que ademas se presentan independientemente en otros sitios,como en el domo fallado de Suba,al NW de Bogotá.Los excemas mayores(Zipaquirá y Nemocon),atraviesan el grupo de Guadalupe, mas o menos en los ejes anticlinales y en forma de cilindro; los estratos de sal,con material mas o menos abundante de esquisto arcilloso negro, estan fuertemente convulsionados y llevan como cubierta impermeable

y gruesa los resíduos de disolucion que son los fragmentos de esquistos negros. La única parte donde se han encontrado delgados estratos de sal in situ, es en el eje del anticlinal de Tabio, al SW del paso Zipaquirá-Pacho; el nivel corresponde al de Exgoyra Squamata cuyos ejemplares expuestos en el eje del anticlinal de Zipaquirá (calera Wiessner) son deformes y pequeños, probablemente a causa del ambiente demasiado salino en que vivieron. Pero es ~~mas bien~~ probable que existan otros niveles mas antíguos de sal; así lo indica el excema al Sur de La Calera que hace contacto con estratos cuyos fósiles son típicamente aptianos y fueron determinados por ROYO y GOMEZ. Como se dijo, en el borde llanero, la sal se ha generado en el Valanginiano (Upín, Medina, Salinas de Chita).

En la superficie de la Cordillera Oriental prácticamente no existen rocas magmáticas jóvenes. Una intrusion de dacita en Quetame puede ser del Terciario Superior; dos volcanes pliocenos o pleistocenos, tambien dacíticos, estan situados, uno en Paipa y el otro mas al NE, en Iza, cerca de la poblacion de Sogamoso. Intrusiones ácidas hasta básicas se encuentran en la parte N de la cuenca infracretácea de Apulo-Muzo. Derrames y diques porfiríticos se hallan sobre el flanco E de la Cordillera Oriental, en la cabecera del rio Cravo Sur; ellos estan sobre los alineamientos cretáceos en que se halla el volcanismo porfirítico del alto Magdalena. R. SCHEIBE, en su minucioso estudio sobre los yacimientos de esmeraldas de Muzo, en el rio Minero, los ~~refiere~~ atribuye a intrusiones magmáticas en el Cretáceo que quedaron en la profundidad. Las esmeraldas se encuentran en vetas de calcita y dolomita que tambien llevan pirita, barita, y, con menos frecuencia, albita y cuarzo. Tambien fué observado en la region de Muzo un dique de pegamtita.

Bibliografia

ANDERSON, J.L., Petroleum Geology of Colombia, South America. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 29, 8, 1945.

BRÜCKNER, W., Note on some fossils of the Girón Group in the Lebrija Valley. Dept. of Santander, Colombia. Journ. Pal. 28, 1. 1954

BUTLER, J.W., Geology of Honda District, Colombia. Bull Amer. Assoc. Petrol, Geol. 26, 5, 1942.

BRUET, C., L'état de nos connaissances géologiques sur le Haut Amazone de l'Equador. Cpte. Rend. Soc. Géol. France 1947, No. 4.

CAUDRI, C.M.B., The age of the Guaduas formation in Colombia, a correction. Journ. Plaeont. 24, 3, 1950.

CLEMENTS, TH., The Bogotá fault, Colombia, South America. Journ. Geol. 48, 1940.

--------- Stratigraphic section east of Bogotá, Colombia. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 30, 1, 1946.

DICKEY, P.A., Precretaceous Sediments in Cordillera Oriental of Colombia. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 25, 9, 1941

ERMISCH, K., Die mitteltertiaere Chuspas-Stufe des Magdalenentals in Kolumbien, Suedamerika. N. Jahrb. f. Min. etc. Bbd. 68 A, 1934.

EUGSTER, H., Zur Geologie der columbianischen Ostkordilleren. Eclogae geol. Helvet. 17, 2, 1922.

GREGORY, J. W., The structure of Asia. London 1929.

GROSSE, E., Acerca de la geologia del Sur de Colombia. I. Informe sobre un viaje al Huila y alto Caquetá. Compil. estud. geol. of. Colombia III, 1935

HARRISON, J.T., The Madalena valley, Colombia, S.A. 15th. Intern. Geol. Congr. South Africa, Cpte. Rendu 2, 1930.

HETTNER, A., Die Kordillere von Bogota. Peterm. Mitt. Ergaenzh. 104, Gotha, 1892.

HUBACH, E.-Exploracion en la region de Apulo-San Antonio-Viotá. Bol. Min. y Petrol. 25-27, Bogotá 1931.

------ La region de Panga-Panga al noroeste de Choachí (Depto. Cundinamarca. Compil. Est. Geol. Of. Colombia. VI, Bogotá, 1947.

------- Estudio Geológico de la acequia Rio Blanco de Gutierrez,destinada al abastecimiento de agua para Bogotá. Compil. Est. Geol. Of. Colombia VII, Bogotá,1947.

Kehrer,W., El carboniano del borde llanero de la Cordillera Oriental.Bol. Min. y Petrol. 48-54, Bogotá 1933.

-------- Estudios geológicos en Nariño y Alto Putumayo.Bol. Min. y Petrol. 73-78,Bogotá 1935.

-------- Versuch einer Gliederung der kolumbianischen Kreide im Suedosten von Bogotá. Zentralbl. Min. etc. B. 8, 1936.

-------- Zur Geologie und Geschichte der ~~s~~suedlichen Zentral- und Ostkordillere der Republik Columbien. N. Jahrb. f. Min. etc. Bbd. 80 B,1938.

LEHMANN, E.,Beitraege zur Petrographie des Gebietes am oberen Rio Magdalena.

MERRIT,Ph.,Reconocimiento geológico de una porcion de la Cordillera Oriental en el Depto. de Norte de Santander. Bol. Min. y Petrol. 79-84,Bogotá,1935.

OLSON,W.S., Source-beds problem in Velasquez field,Colombia.Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 38,8, 1954.

OPPENHEIM,V.,Jurassic cretaceous(Giron)beds in Colombia and Venezuela. Bull. Americ. Ass. Petrol. Geol. 24, 9, 1940.

-------- Geologia de la Cordillera Oriental entre los Llanos y el Magdalena.Bol. Min. y Petrol. 121-144, Bogotá 1941.

-------- Geologia de la Sierra de Cutucú,frontera Perú-Ecuador. Bol. Soc. Geol. Perú 14/15, 1943

ROYO y GOMEZ,J.,Fósiles carboníferos e infracretácicos del oriente de Cundinamarca. Comp. Est. Geol. Of. Colombia VI,Bogotá 1940

RUTTEN,L.,Remarks on the geology of Colombia and Venezuela. II. The areal distribution of the Cretaceous. Proc. Kon. Dederl. Acad. v. Wetensch. 43, 4,Amsterdam 1940.

SARMIENTO SOTO,R.,Geologia económica de la region Paipa-Duitama-Santa Rosa de Viterbo en el Departamento de Boyacá. Compil. Est. Geol. Of. Colombia. V,Bogotá 1942.

SCHEIBE,E.A.,Estudios Geológicos sobre la Cordillera Oriental de Colombia(Cordillera de Bogotá).Dpto. Min. y Petrol. Bogotá 1938.

SCHEIBE,R.,Informe sobre el yacimiento de sal en Nemocón. Docum. Comis. Cient. Nac. I,Bogotá,1933.

------- Das Salzvorkommen von Nemocón.N. Jahrb. f. Min. etc. Bbd. 53 B, 1925.

------- Informe geológico sobre la mina de esmeraldas de Muzo. Compil. Est. Geol. Of. Col. I,Bogotá,1933.

------- Die Smaragdlaterstaette von Muzo(Kolumbien) und ihre naehere Umgebung.N. Jahrb. f. Min. etc. 54 B,1926.

STILLE,H., Geologische Studien im Gebiet des Rio Magdalena.KOENEN-Festschr. Stuttgart 1907.

STUTZER,O., Beitraege zur Geologie der kolumbianischen Ostkordillere in der naeheren und weiteren Umgebung von Bogotá.N. Jahrb. f. Min. etc. Bbd. 57 B,1927.

TSCHOPP,H. J.,Oil exploration in the oriente of Ecuador.Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 37,10,1926.

TRUMPY,D., Precretaceous of Colombia.Bull. Geol. Soc. Amer. 54,1943.

WHEELER,O. C.,Tertiary stratigraphy of the middle Magdalena valley. Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelphia 87, 1935.

5. La Zona Subandina en la orla de los Cordilleras Oriental del Ecuador y de Colombia.

Con respecto a la estratigrafia y la constitucion de la zoma subandina del Ecuador estamos ahora mejor informados que en Colombia, donde las investigaciones geológicas de las compañias petrolíferas se hallan avanzadas, pero no son conocidas. Si bien las investigaciones muy difíciles y costosas que la Shell hizo en el Oriente del Ecuador no dieron resultados práctico inmediato, sinembargo nos han permitido obtener, en conexion con los datos de 6 perforaciones profundas, un conocimiento muy bueno de las condiciones geológicas de la zona subandina y de su subsuelo profundo. TSCHOPP recientemente ha compilado los resultados geológicos de estas investigaciones.

Los depósitos terciarios de este sector de la zona subandina, se pueden dividir en cuatro grupos de estratos, de los cuales los estratos de Tiyuyacu y de Chalcana corresponden al Terciario Inferior. Los de Tiyuyacu constan de areniscas verdosas hasta pardas, conglomeráceas en la base, que llevan intercalacion de arcillas esquistosas abigarradas. Las inclusiones conglomeráceas aumentan hacia el pié de los Andes y revelan procesos orogénicos de este tiempo en la Cordillera Oriental. Las capas no han producido fósiles algunos y son de orígen terrestre. Los estratos de Chalcana son arcillas y arcillas esquistosas abigarradas con intermedios delgados de arenisca. En ellos aparecen varios horizontes de agua salobre que tienen foraminíferos de valva arenosa (Ammobaculites, Haplophragmoides) que hablan a favor de una edad oligocena.

Al Terciario Superior pertenecen, en la parte occidental, los estratos de Arajuno y de Chambira. Aquellos estan formados de areniscas y arcillas pardo-rojas, estériles en fósiles, y estos de areniscas pardas, de grano grueso, muchas veces conglomeráceas, y van superpuestas por areniscas tobáceas; las arcillas intercaladas frecuentemente llevan impresiones de hojas. Hacia el Este, estos depósitos terrestres están reemplazadas por los estratos de Curaray que consisten de arcillas abigarradas que localmente contienen yeso y que alternan con intercalaciones de arenisca; tambien en esta parte oriental se presentan hacia arriba mezclas de tobas y lechos de lignito. Los estratos de Curaray contienen una fauna de foraminíferos bastante abundante (entre otros Ammobaculites, Sigmolina, Polystomella, Rotalia), ademas ostracodos, moluscos, restos de peces, dientes y huesos de cocodrilos, tortugas y de otros vertebrados, asimismo que Charaoogonias. Esta fauna indica deposicion en estuarios y lagunas, con influencia de agua salobre.

El espesor del Cretáceo y de los estratos del Terciario Inferior disminuye considerablemente hacia el NE. Los estratos marinos del Cretáceo Superior se extinguen al Nordeste del curso superior del Napo (perforacion Tiputini) contra la superficie ascendente del basamento del escudo de La Guayana y se vuelven litorales. Los estratos mas modernos que todavia han sido plegados, llamados los estratos de Rotuno, solamente se conservan en el Occidente y probablemente pertenecen al Plioceno. Todos los depósitos terciarios se hallan discordantemente superpuestos por las extensas planicies elevadas formadas de los estratos conglomeráceos de Mesa. Estos se originaron en el Pleistoceno que está caracterizado en la cordillera por movimientos epirogénicos y activacion fuerte del volcanismo. La periodicidad del epirogenismo determinó en la orla la renovacion repetida de la erosion que se manifiesta por las diferentes altitudes de 1460 hasta 450 m en que hoy se hallan las gravas.

En lo que respecta al plegamiento del Terciario en la orla subandina, este se halla restringido esencialmente a una zona de 50 km de ancho, antepuesta al borde oriental de la sierra de Cutucú y de la masa domal del Napo (fig. 42). Hacia la sierra de Cutucú se observaron tres hileras de pliegues que, anteponiéndose a ella en el NE, han sido movidas escalonadamente una contra otra. Delante de la parte meridional del solevantamiento de Napo se determinaron dos hileras de pliegues, entre los cuales la suroccidental se dirige con este rumbo adentro de la depresion terciaria que separa las dos sierras. Ahí es sustituida por la hilera plegada de Canelos que atraviesa la depresion, llega hasta donde emerge la sierra de Cutucú. En el núcleo de estos pliegues, como regla, solo aflora el Terciario Inferior. Los plieges siempre presentan un ala occidental poco inclinada y un ala oriental erguida, la cual se halla generalmente fallada por un sobrescurrimiento con buzamiento al W. De este modo es claro que deben su orígen a los últimos movimientos del Terciario Superior en la orla. Tan solo a unos 300 km al E del solevantamiento del Napo se vuelven a encontrar dislocaciones que se desarrollan con rumbo andino desde Tiputini y el Napo hacia el rio Curaray; TSCHOPP las relaciona con los solevantamientos alomados en el plano troncal del basamento.

En Colombia es poco lo que se sabe sobre la constitucion de la zona subandina. OPPENHEIM ha dado alguna informacion general sobre esta region, sin referirse a los pormenores. En todo caso, la investigacion intensa de los Llanos Orientales ha conducido al descubrimiento de un importante solevantamiento en la orla antepuesta a la Cordillera que es de especial interés geológico; se trata de la sierra de La Macarena, término W de la saliente del Vaupés. Ademas se ha visto que el Terciario medianamente grueso de la parte Sur de los Llanos, se adelgaza desde el rio Guaviare y de su afluente Güéjar al S hasta la frontera con el Ecuador, segun se desprende aquí del afloramiento frecuente del basamento o del Cretáceo mas Superior que lo recubre. Este Terciario medianamente grueso de la parte Sur de los Llanos es la estribacion meridional de la cuenca conocida en Colombia con el nombre de cuenca de Arauca y en Venezuela con el de cuenca de Barinas; el eje transversal de esta cuenca probablemente coincide con el curso del rio Arauca. En su borde occidental, los estratos del Terciario Inferior y Superior afloran en una zona de piedemonte bastante ancha que limita con la Cordillera Oriental y que se percibe desde Tame en el NE hasta la sierra de La Macarena. Siguiendo la subdivision establecida por O. RENZ, Los estratos estan dispuestos en varios pliegues ondulosos, paralelos a la Cordillera Oriental. Siguiendo la subdivision establecida por O. RENZ, la serie mas antigua que se coloca vastamente sobre el basamento de La Guayana y sobre los remanentes paleozoicos y de la Arenisca del Vaupés (Roraima en la Guayana) es la del Limbo, entendida ampliamente como los afloramientos completos en el lado NE de la sierra de La Macarena (entre el Cambro-Ordoviciano y la serie de San Fernando), y tambien en la zona del Morro, del Cravo Sur, donde sigue concordantemente sobre el Cretáceo. Esta serie consta de areniscas cuarzosas que son finamente conglomeráceas (cuarzo y lidita negra) en la parte inferior y llevan capas de "porcelanita" en La Macarena. La parte media es arcillosa con restos de plantas, y consta en El Morro de una parte inferior gris con mantos de carbon y bancos de arenisca y una parte superior de gredas rojas y moradas, muy semejante en su constitucion y sucesion al Guaduas de Bogotá, pero palinológicamente equivalente al Paleoceno en su totalidad, mas posiblemente algo de Eoceno Inferior. El miembro areniscoso superior que es una buena guia hasta Venezuela y que se identifica con la Arenisca del Mirador de ese pais, corresponde a una parte del Eoceno Inferior y al Eoceno Medio. La parte inferior del Limbo, muy semejante a la Arenisca Tierna del Guadalupe de Bogotá (Maestrichtiano Inferior), sinembargo es palinológicamente del Paleoceno al cual sigue debajo el Maestrichtiano que es en general el nivel de transgresion cretácea en Los Llanos meridionales, al E del geosinclinal andino. -Sobre el Limbo se desrrolla la serie arcillosa de

San Fernando que comprende palinológicamente el Eoceno Superior y parte del Oligoceno, siendo difícil delimitarla hacia arriba (contra la série d l Diablo) segun meros puntos de vista litológicos y de niveles de fósiles de agua salobre que son variables; ademas, como sucede en el Oriente del Ecuador, los foraminíferos arenosos no son muy diagnósticos y los formforaminíferos marinos solo se encuentran localmente. Tales estratos estuarinos se pueden seguir, con la guia de la Arenisca del Limbo y su propio caracter arcilloso gris y verdoso, además por la presencia de mantos de carbon (lignítico, desde la region al SW de Florencia (Caquetá) hasta Venezuela. El San Fernando que llega a tener mas de 1000 m de espesor, traspasa a la serie oligocena del Diablo, caracterizada por la intercalacion de niveles de arcillas y de gredas rojas entre las grises, ademas por bancos de arenisca, mantos de lignito y niveles de agua dulce y salobre. La siguiente serie del Caja abarca el Oligoceno Superior y el Mioceno Inferior, pero ya no es una secuencia esencialmente arcillosa, sino gredosa y areniscosa con frenuentes intercalaciones de areniscas finamente conglomeráceas, que se distingue por una gran potencia en el curso alto del rio Arauca donde se presume esté el centro de la cuenca de Arauca. Luego sigue la serie de Los Farallones o Samaricote, considerada como Mioceno Superior, bien expuesta al N de Medina y al S de Tame, que consta de conglomerados, derivados del Cretáceo arenoso y del Paleoceno del borde de la Cordillera Oriental. Las intercalaciones arenosas llevan detrito abundante de plantas. Siendo hasta ahí la sucesion maestrichtiana-terciaria conforme y en parte ~~probablemente~~ disconforme, la siguiente serie arenosa y conglomerácea de San Pedro (tipo rio Tua), se coloca con fuerte discordancia sobre las demas, pero todavia está levemente plegada y fallada. e ella solo se conservan resíduos y el espesor no pasa de 100 m. Su edad se considera pliocena. En discordancia tectónica y erosiva le sigue el Pleistoceno conglomeráceo y gredoso que forma mesas planas al S de Villavicencio, ya muy derruidas, de las cuales una vanguardia probablemente son los montículos de Apiay al E de Villavicencio.

La fauna salobre-límnica del NE de La Macarena y del rio Humadea fué estudiada por A. OLSSON y contiene entre las Corbulidae: Pachydon (anisothyris), entre las Littorinidae: Toxosoma (Pseudolacuna) y ademas Melanidae. Los ges géneros nombrados tambien se conocen de los estratos de Pebas del área del alto Amazonas (I., pg. 554) y que se consideran pliocenos, y evidencian una vasta distribucion de la fauna en la orla al E de Los Andes. Otra fauna de moluscos de agua salobre se halló en el rio Charte, afluente del Meta, la cual recuerda la que se presenta en los estratos oligocenos de La Cira del valle del Magdalena.- En los estratos del Terciario Inferior del borde andino aparecen en veces manifestaciones de petróleo y de asfalto; perforaciones de experimentacion hechas en San Martin y en los Llanos de Cabuyaro sobre el rio Meta, no tuvieron éxito. En el Sur solo existe, a lo largo de la Cordillera, una faja angosta de estratos terciarios, y aun frecuentemente estos faltan y el Cretáceo y rocas mas antíguas afloran en el borde de la cordillera; esto puede guardar relacion con la inversion mencionada de los estratos del borde oriental de los macizos. Entre los dos macizos (el de Garzón y el de Quetame), el borde de la cordillera forma una ensenada hacia el Oeste, en cuya parte oriental, entre los rios Guayabero y el rio Güéjar, se yergue la sierra de La Macarena ~~x~~ en medio d los sedimentos terciarios y alcanza una altitud sobre el plano de unos 1200 m; su longitud es de 120 km y su ancho de 20 a 30 km. Se trata de un gleba del rumbo NNW, con buzadas regulares del Terciario Inferior en los extremos N y S cortada en este último extremo por el rio Guayabero y el N por el Güéjar. El flanco occidental es una falla muy alta, mientras que el oriental es menos, y mas angulosamente fallado. La forma de este largo domo fallado corresponde a un rectángulo. Cerca del borde orien-

tal y en la parte central, el basamento de La Guayana se halla descubierto. Segun GANSSER (ver TRUMPY), en la parte Sur ella consta de esquistos sericíticos y neises sericíticos. En la parte central prevalecen neises lenticulares con grandes fenocristales de microclina; al lado de estos hay paraneises que contienen granito. Para la parte septentrional de la sierra, son característicos las granosienitas con fenocristales de ortoclasa.

Sobre el basamento de La Macarena transgrede una serie de estratos del Paleozóico Inferior que tienen algunos cientos de metros de espesor en la parte Norte. Ella se compone de cuarcitas, areniscas y esquistos arcillosos con bancos delgados de caliza, que contienen en varios sitios faunas del Tremadociano y Arenigiano, así braquiópodos, trilobitas y graptolitas. El Paleozóico Inferior del flanco oriental de la Cordillera Oriental por lo visto continúa a la orla subandina, pero se adelgaza considerablemente y ya hacia el Vaupés donde el supuesto cuatrásico y terciario transgreden el basamento, no hay vestigios de sedimentos paleozóicos. El basamento y el Paleozóico de La Macarena están transgredidos en posicion llana por areniscas que en parte corresponden probablemente corresponden a las juratriásicas de las mesas y escarpas del Vaupés que son cuarcíticas, y en parte a las friables y algo conglomeráceas de la serie del Limbo (Maestrichtiano-Eoceno Inferior). A ellas siguen en la buzada Norte de La Sierra los estratos arcillosos, rojizos y abigarrados del Terciario Inferior. La cubierta sedimentaria jóven oculta en el W casi completamente el basamento.

El basamento tambien aflora a unos 100 km mas al E en la pequeña sierra monoclinal de Puerto Arturo (o San José) situada en la confluencia del Guayabero con el Ariari (inicio del Guaviare) y transgredida en la parte N por la Arenisca cuarcítica del Vaupés y por el Terciario Inferior. Maestrichtiano-
La parte Sur y partes del interior están formadas de sienita nefelínica del basamento y se halla está fallada al Sur contra el terreno plano cuyo subsuelo consta de arcillas oligocenas.

Bibliografia

OPPENHEIM, V., Rasgos geológicos de los Llanos de la Colombia Oriental. Not. Mus. La Plata 1942.

TRUMPY, D., Precretaceous of Colombia. Bull. Geol. Soc. Amer. 54, 1943

TSCHOPP, H.J., Oil exploration in the oriente of Ecuador, 1938-1950. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 37, 10, 1953.

6. La Virgacion de la Cordillera Oriental de Colombia

La Cordillera Oriental entra en virgacion al N del macizo de Santander, en una forma muy semejante como sucede en lo hace hacia el Caribe la Cordillera Occidental. Los fuertes robustos ramales laterales están formados por la serrania de Perijá en el W y por la sierra de Mérida en el E. El espacio de la cuenca de Maracaibo comprendido entre estos ramales, está ocupado por una serie de fajas plegadas con estratos terciarios que se desarrollan a continuacion N de las glebas sumergentes del macizo de Santander o que desaparecen adelante en el vasto terreno bajo del Lago de Maracaibo con relleno moderno y forman de cuenca.

Dedicando primeramente la atencion a la serrania de Perijá, este ramal prolongado que se origina en la gleba poniente del macizo de Santander, corre con rumbo NNE hacia la península de La Goajira, pero no se extiende hacia esta sino que, en la estribacion Norte de Montes de Oca, al NW de Maracaibo, dobla repentinamente al E y se sumerge bajo la planicie de Maracaibo. Segun estudios recientes de H.C. RAASVELDT, H. BURGL y O. RENZ,

de traslacion horizontal
pasa por ahí la falla/de Oca(no Ocoa),de ROD,que debe proseguir mas al W por el plano antepuesto a la prte N de la Sierra de Santa Marta,ya que en el borde N mismo de la sierra los estratos meosozóicos buzan primero fuerte y luego suavemente al N,sin seña de dislocacion;lo mismo sucede mas al W,en Palomino,donde el Mioceno está puesto sobre el cristalino.La serrania de Perijá está separada de la sierra nevada de Santa Marta por un terreno bajo,estrecho en el NE y ámplio hacia el SW,que está drenado por el rio Cesar,afluente del Magdalena y que equivale a una cuenca del Giron terrestre y del Cretáceo en facies calosa,siendo característico para el Cretáceo su transgresion tardia,alrededor del Aptiano o Barremiano(O.RENZ, bajo TRUMPY).El Terciario aflora en la parte interior occidental de esta cuenca.Por el curso medio del rio Rancheria que mas abajo se dirige al Caribe en Riohacha,la cuenca se prolonga hacia el E,hacia los Montes de Oca y contiene ahí estratos del Terciario mas inferiores, en parte marinos y en parte límnicos con potentes mantos de carbon(Cerrejón).La division de aguas entre los rios Cesar y Rancheria que nacen en la Sierra de Santa Marta, este valle del Cesar está en el Cretáceo calcáreo, al cual se agrega el Terciario Inferior en el pié sobrescurrido de este sector septentrional de la serrania de Perijá.En general se puede decir que al E de esta division de aguas,o sea hacia La Goajira, el Mioceno es marino,en tanto que hacia el SW,o sea contra el valle del Magdalena en la region de El Banco-Puerto Berrio fué ésto únicamente estuarino,con raras ingresiones marinas.En cambio,al W de El Banco,el Mioceno es mayormente marino y forma parte del área terciaria marina que se extendia hacia el Pacífico.Es evidente que el ala occidental de la Cordillera Central que se extiende hacia El Banco con tendencia a empatar con la sierra de Santa Marta,fué entonces la division entre el área marina del Bajo Magdalena-Sinú al W y el área estuarina del valle del Magdalena y del curso bajo del rio Cesar.-El interior de la serrania de Perijá infortunadamente muy poco se conoce y solo existen una serie de observaciones de los bordes colombiano y venezolano que dan inidicaciones sobre su constitucion.En el borde occidental,las rocas antíguas del interior están antepuestas (escalones del Cretáceo y Terciario Inferior,en forma semejante como lo hemos visto en la gleba mas occidental del macizo de Santander,en la region de Ocaña. En otros lugares de la serrania de Perijá sinembargo emergen directamente estratos paleozóicos o juratriásicos terrestres entre los depósitos jóvenes.Segun TRUMPY,al cerca marinos de Sta. Isabel(al NE de El Banco),se coloca sobre el cristalino que constituye el cerrito de Chimichagua del lado N del rio Cesar,se coloca una serie potente de esquistos y de areniscas de grauvaca cuya parte inferior podria representar el Paleozóico mas antíguo,mientras que la parte superior que sigue discordantemente,ha producido algunos fósiles del Devoniano.Con otra discordancia y con un conglomerado basal, los sedimentos terrestres de la serie de Giron transgreden sobre el Devoniano;la parte inferior del Giron probablemente representa el Triásico Superior mientras que la superior puede equivaler al Jurásico y contiene troncos silificados de árboles.Mas al NE,en el rio La Mula,la parte inferior está caracterizada por lavas y tobas rojas;en el límite hacia la parte superior se presentan conglomerados con rodados de caliza permiana con Fusulinas.En la pendiente mas alta,siguen encima areniscas cuarciticas y luego las calizas cretácea en la facies del Cogollo de Venezuela que representan el grupo de Villeta en la parte inferior y el grupo de Guadalupe en la parte superior.Afloramientos de Los estratos marinos del Carbonífero y del Permiano Inferior no se conocen por ahora sino del sector N de la serrania de Perijá.Segun O.RENZ(veáse TRUMPY),una gleba de caliza permiana gris con nódulos y bandas silíceos,está sumida entre el Devoniano y el Cretáceo.Esta caliza contiene una rica fauna,en la cual Medlicottia y Perrinites anuncian la presencia del piso de Artinsk.

Todavia mas al N, en el valle del rio Rancheria, aparecen en el cerro Bandera de Cerrejón esquistos con bancos de arenisca y de caliza que contienen braquiópodos del Carbonífero y que estan escurridos sobre el Terciario Inferior. Encima, al E, siguen sobre el Carbonífero estratos conglomeráceos y gredosos rojos de la serie de Girón y otra vez calizas tipo Cogollo del Cretáceo Inferior.

En la parte meridional, la serrania de Perijá tiene un núcleo cristalino, con intrusiones graníticas, que es una extension de la gleba occidental del macizo de Santander, y que desaparece finalmente bajo los estratos paleozóicos mencionados, extendidos en la pendiente W de la serrania. El sector septentrional de la misma se distingue del meridional por la intercalacion de estratos mesozóicos, dispuestos en cuña diagonalmente, de SW a NE. Pero tambien en el sector Norte aparece una zona de rocas eopaleozóicas ligeramente metamórficas con un núcleo mas fuertemente metamórfico de cuarcitas, micacitas y rocas esuistoseadas néisicas, cruzadas por venas de cuarzo e intruidas por granito. La sucesion estratigráfica fué investigada por LIDDLE en el lado E de la serrania (fig. 49). A lo largo de una dislocacion erguida, siguen a las rocas antíguas del núcleo primero esquistos y areniscas cuarcíticas que contienen algunos fósiles mal conservados del Devoniano Medio, entre ellos braquiópodos, moluscos, briozoas, y corales. En algunos sitios se observaron silos de rocas efusivas básicas en los estratos devonianos. Los siguientes esquistos y cuarcitas de gran espesor han sido interpretados por LIDDLE como del Devoniano Superior. El Devoniano está superpuesto discordantemente por una serie de esquistos arenoso-micáceos de color rojo profundo que en la base adquieren carácter conglomeráceo a raiz de la participacion de fragmentos calcáreos poco redondeados. A estos estratos rojos siguen calizas con cronoídeos en los cuales se encontraron algunos fósiles del Carbonífero Superior. Mas al Sur, en el curso superior del rio Palmar, segun HEDBERG y SASS, el Permocarbonífero tambien está representado por caliza de Fusulinas. Los estratos del Paleozóico buzan bastante regularmente hacia el E, pero se presentan zonas notablemente falladas o fuertemente contraidas. De esta forma se diferencian de los estratos cretáceos y terciarios que siguen al E, rio abajo. No se conocen equivalentes de la serie de La Quinta (Girón) del flanco oriental de la serrania; ellos no aparecen sino en el flanco N de los Montes de Oca, término N de la Perijá. Cerca de este término, en el rio Cachirí, el Cretáceo es mucho menos grueso que en el S, pero es posible reconocer la subdivision característica en arenisca basal, y calizas gruesamente banqueadas del Cogollo del Cretáceo Inferior (caliza inferior del Cogollo de L. KEHRER, llamada ahora estratos de Apón. Véase cuadro 3). Encima siguen los esquistos muy fosilíferos de los estratos La Luna (Turoniano-Coniaciano), ademas una serie gruesa de esquistos (Catatumbo) con franjas de siderita arcillosa, que pertenece al Cretáceo Superior alto (Senoniano). La semejanza del desarrollo del Cretáceo en la serrania de Perijá con el de la Sierra de Mérida dió lugar a presumir que estas formaciones de las sierras tambien estuviesen desarrollados en el subsuelo del terreno intermedio de la cuenca de Maracaibo. Esta suposicion fué confirmada recientemente en dicho recinto por los resultados de algunas perforaciones profundas, de manera que tanto la serrania de Perijá como la Sierra de Mérida se produjeron dentro de un geosinclinal homogéneo. Al Sur del cambio de rumbo al E que acaece en el codo de Los Montes de Oca, hay una cuenca sinclinal amplia y suave, llamado sinclinal Mañuelete, que se extiende desde el rio Cachirí al NNE hasta mas allá del rio Guasare. En él tambien se conservan los depósitos de casi todo el Terciario. Ellos se inician con la caliza paleocena de Guasare, que cubre el Cretáceo conformemente, pero que se extingue hacia el Sur, contra el borde de la Perijá. Representa evidentemente la finalizacion de un desenvolvimiento marino sostenido desde el Cretáceo. El Guasare

está superpuesto de depósitos gruesos, arenosos y esquistosos del Terciario Inferior, que, como en Cerrejón, contiene localmente mantos de carbon. Tambien el Terciario Superior está representado en el borde oriental de la serrania de Perijá por depósitos prevalentemente terrestres. Al E del sinclinal de Mañuelete se presenta una falla de rumbo, en la cual el cretáceo del flanco oriental está escurrido sobre el Terciario Superior del pie serrano. Mas al Sur, el flanco oriental de la serrania de Perijá está formado de un anticlinal con núcleo devoniano que ha sido roto por los rios Palmar y Apón. Sobre el Carbonífero y el Permiano del flanco oriental siguen luego hacia el borde serrano el Cretáceo y el Terciario, este último que se hunde bajo las formaciones jóvenes de la cuenca de Maracaibo. En su salida de la serrania, el rio Palmar corta una roca granítica que se puede perseguir al N hasta cerca del rio Cachirí y que se cubre al E con Terciario Superior y localmente con Cretáceo. Segun el examen petrográfico de RUTTEN, se trata de un granito con grandes cristales de oligoclasa-andesina, puestos en una matriz de ortoclasa-cuarzo con biotita oscura en calidad de material oscuro. SCHURMANN que tambien investigó la roca, la califica de una yosemittita muy alcalina. Esta clase de rocas no se conoce entre los granitos andinos jóvenes; ademas, el cuarzo muestra en parte extincion ondulosa y estructura cataclástica. Sinembargo, RUTTEN y SCHURMANN consideran que la roca es jóven. SUTTON y BUCHER le dieron en sus mapas el mismo color como a las ~~rocas uniformes~~ intrusivas mas antiguas del macizo paleozóico en el interior de la serrania. Nosotros tambien queremos considerar el granito de Palmar como neopelozóico y, prescindiendo del hábito petrográfico, vemos un respaldo de esta opinion en que LIDDLE ha observado pequeñas intrusiones de rocas dioríticas en el rio Cachirí que están en estratos permo-carboníferos. En el granito del pié E de la serrania aparecen filones de porfirita, superpuesto localmente por porfirita y meláfidos; segun lo supone BUCHER, se trata en este caso de rocas eruptivas de la serie venezolana de La Quinta.

El ala septentrional del extremo de Oca de la serrania de Perijá, es poco conocida; su núcleo, segun se dijo, está formado por rocas de la serie Giron-La Quinta y se hunde a lo largo una falla E-W, ya mencionada, bajo los depósitos jóvenes de la extension E del valle del Cesar, tambien se hunde bajo depósitos jóvenes costeros del golfo de Maracaibo. A la entrada hacia la garganta que comunica el golfo y el lago de Maracaibo, existen algunas pequeñas islas, entre las cuales solo la mas occidental o isla de Toas, muestra afloramientos de edad considerable antigua. Ella está formada de un anticlinal de cofre con rumbo E-W cuyo flanco N es erguido y el flanco S vertical hasta en parte invertido. El núcleo consta de granito premesozóico que está al descubierto en el interior isleño; SCHURMANN lo considera como un granito hornbléndico-biotítico muy alcalino. Los flancos en el borde de la isla que son erguidos, están formados de estratos mesozóicos. En la base de ellos hay arcosas que cubren el granito y que contienen tobas porfiríticas lo cual indica que puede tratarse de la parte antígua (Montebel) de la serie de Giron. Encima se presentan calizas gris claras en bancos gruesos que corresponden faunísticamente al Aptiano y Albiano. Tanto en la costa Norte como en la del Sur, el Terciario Inferior se superpone a los estratos del Cretáceo que se hunden con buzamiento fuerte hacia afuera. La ausencia de la caliza paleocena de Guasare en el flanco meridional del anticlinal se puede ~~referir~~ relacionar con complicaciones tectónicas en este ala localmente invertido. El pliegue de cofre de la isla Toas tiene el mismo rumbo como el ~~término~~ extremo de Oca de la serrania de Perijá, pero se halla claramente desplazada hacia el S con respecto a la serrania.

B. La Sierra de Mérida

Dirigiendo la atencion hacia la rama oriental de la Cordillera Oriental, es decir a la sierra nevada de Mérida que se alza hasta por encima de 5000 m, vemos que tambien su núcleo está formado por un macizo antíguo, que está separado del macizo de Santander de Colombia por el terreno cretáceo-terciario deprimido de Táchira, un sector hundido y fragmentado entre los dos macizos. Los pliegues de su parte occidental pertenecen a los pliegues terciarios de la parte central de la virgacion a la cual aludiremos mas tarde. Los pliegues orientales en cambio se originan en las glebas del macizo de Mérida que se hunden al SSW bajo la cubierta sedimentaria del Cretáceo. En el área del campo hundido, los pliegues estan suavizados, ademas hundidos y desplazados por las dislocaciones del campo, pero vuelven a ascender en el SW y se prologan en Colombia hacia las glebas orientales del macizo de Santander. El campo de hundimiento de Táchira no es un foso simple, sino como se desprende del croquis tectónico de BUCHNER, un área fragmentada, de constitucion tectónica complicada. Por cierto que en los bordes W y E se reconocen dos dislocaciones principales de rumbo esencialmente NNE-SSW, la occidental de la cuales está situada al poniente del rio Pamplonita, y la oriental pasa a lo largo del ala NW del desfiladero del macizo de Mérida. Tras corta interrupcion con traslado al E, se puede perseguir hasta el borde meridional del campo hundido. En su interior, la depresion de Táchira se divide en cierto número de glebas con mútuo hundimiento recíproco en escalones que en parte corren paralelos en parte, en parte diagonales a las dislocaciones marginales. En el sentido longitudinal del campo fragmentado, el hundimiento aumenta de SSW hacia NNE, por lo cual afloran en el estratos del Cretáceo y en el N los del Terciario. Las rocas volcánicas son desconocidas en la depresion de Táchira, pero existen algunas fuentes termales.

El macizo de Mérida está constituido de rocas paleozóicas y precambrianas, y se yergue en el borde E de la depresion de Táchira entre sedimentos cretáceos, pudiendo perseguírselas en el sentido del rumbo SW-NE como núcleo elongado de rocas cristalinas hasta la region de Barquisimeto. En la parte occidental, ambos flancos estan cubiertos de Paleozóico que se extiende en el flanco NW hasta la region de Valera y Trujillo. Segun KUNDIG, el núcleo cristalino consta de rocas altamente metamórficas, en parte de orígen magmático, en parte sedimentario, y se distinguen ortoneises biotíticos, neises migmatíticos con inyecciones aplíticas seudoestratificadas, neises lenticulares, neises de grano fino con granate y biotita, asimismo que micacitas. La rocas migmatíticas demuestran subplegamientos intensos, como los que son característicos para el metamorfismo periplutónico con fusion fuertemente desarrollada. Por este motivo, se asemejan extraordinariamente a rocas del basamento en el Oriente extraandino del continente, y es con razon, que KUNDIG tambien les adscriba tambien edad precambriana en la sierra de Mérida. Las rocas cristalinas descritas no solo afloran en la zona central que se extiende por toda la sierra de Mérida, sino tambien ademas en forma de glebas alargadas en los flancos S y N que van en el sentido del rumbo y que fueron erguidas por movimientos jóvenes alzadas en los flancos S y N.

Tanto en la zona central como tambien en glebas individuales, las intrusiones de granito al núcleo cristalino desempeñan un papel importante y estan circunscritas esencialmente a ellas. En la cubierta paleozóica tan solo se conocen unas pocas intrusiones macizas en cuya corona, los sedimentos suelen estar transformados en esquistos nudosos y atravesados por diques de pegmatita. En cambio, los estratos mesozóicos de los flancos de la sierra y de la depresion de Táchira estan completamente libres de intrusiones. Por cierto, KUNDIG adscribió una edad jóven, andina, a algunos granitos de las glebas septentrionales del macizo de Mérida. KUNDIG dice supone

que granitos porfídicos con grandes cristales de ortoclasa están en contacto con areniscas cretáceas,habiéndolas metamorfizado.Sinembargo ya BUCHNER llama razonadamente la atencion hacia el hecho de que los argumentos de KUNDIG no son muy convincentes;tambien la muestra del contacto de la Arenisca de Tomón con el granito, figurada por SCHURMANN, no es probatoria en su opinion porque los feldespatos y micas incluidos en la arenisca tambien pueden ser material detrítico. SCHURMANN ha examinado petrográficamente y con mucha atencion muy detenidamente varias de las muestras de granito recolectadas por KUNDIG y,con base en análisis con granitos de otras partes de las cordilleras y del basamento del viejo escudo de La Guayana(Surinám),hizo un estudio comparativo.Entre las rocas graníticas de la sierra de Mérida,los tipos mas expandidos son los de yosemitita que,segun dijimos,no aparecen entre las jóvenes rocas andinas típicas.El parecido mayor lo tienen estas yosemititas,pobres en Mg, con ciertos granitos biotíticos con afinidades yosemitíticas provenientes del basamento de Surinám.En las demas rocas examinadas de la sierra de Mérida,se trata en cada uno de los casos de granito normal,de granosienita y de una roca de los cerros de Las Iglesias que SCHURMANN ha calificado de granodiorita porque en el tetraedro de Niggli cae sobre el mismo corte como las granodioritas andinas jóvenes de las cordilleras meridionales.En cuanto al hábito petrográfico,la roca es fundamentalmente distinta de los granitos andinos jóvenes.Es una roca de grano grueso con cristales de microclina rosada hasta un tamaño de 5 cm.Pero, como cuando en las granodioritas típicas poseen cristales grandes de feldespato,entonces se trata de plagioclasa,y la microclina en todo caso es rara.Desde que la fragmentacion de la sierra de Mérida en glebas,segun veremos,no tuvo lugar sino en el Terciario,naturalmente es muy bien factible que con motivo de estos movimientos profundos,el magma volvió a reactivarse y que se presentasen nuevas intrusiones,en especial porque se conocen intrusiones menores en el Cretáceo fuera de la sierra de Mérida.Sinembargo,entre las rocas graníticas investigadas,provenientes de esta sierra,no se halla un solo granito andino jóven y típico.Todas ellas evidentemente tienen edad precambriana, posiblemente con excepcion del granito normal muy alcalino de Bailadores que puede haber sido generado en conexion con el orogénesis neopaleozóico.

El Paleozóico que cubre el núcleo en ambos flancos,se puede dividir en una serie mas antígua,mas o menos metamórfica,y otra mas jóven, prácticamente no alterada.A la primera pertenecen,como grupos estratigráfico mas antíguos, areniscas y esquistos metamórficos estrechamente plegados a los cuales penetraon granitos.TERRY(bajo SCHUCHERT)encontró en ellos algunos fósiles(Cryptolithus,Dicranograptus) del Ordoviciano Medio en el flanco Sur de la serrania, sobre el camino de Santa Bárbara a Mucuchachí,poco antes de llegar al rio Caparro,En su tiempo,CHRIST suponia que la serie de Caparro estuviese sobrepuesta discordantemente por la serie de Mucupatí que aflora al W del rio Caparro y que él consideró devoniana.De ahí llegó a la conclusion de que existe un plegamiento caledoniano en la Sierra de Mérida.Entre tanto se ha sabido que la serie de Mucupatí es del Cretáceo Superior y por lo tanto la demostracion de la existencia del plegamiento caledoniano no ha sido comprobada.CHRIST y KUNDIG han reunido una secuencia potente de esquistos filíticos y de areniscas cuarcíticas bajo el nombre de serie de Mucuchachí.Exceptuando algunos fósiles mal conservados,hasta ahora solo en el rio Momboy,al S de Valera,se ha encontrado una fauna algo mas abundante que corresponde a la del Devoniano Inferior y Medio del rio Cachirí de la serrania de Perijá.En el flanco meridional de la sierra de Mérida ,cerca de Sabaneta,la serie de Mucuchachí,está transgresivamente superpuesta por margas rojas,arenosas,y por areniscas cuarcíticas, seguidas de calizas con intermedios de esquistos arcillosos,que han dado

contienen en Palmarito fósiles del Carbonífero Superior(Spirifer,Productus) y del Permiano mas Inferior(Hustedia,Anisopyge,Parafusulina).En el interior de la serrania,los estratos neopaleozóicos solo están conservados en extension reducida y en algunos sitios.Otro lugar fué descubierto en el páramo Zumbador sobre la carretera andina,donde las calizas fosilíferas yacen concordantemente sobre areniscas cuarcíticas.En el Oriente de la sierra de Mérida,el Permocarbonífero ha sido levantado de la cubierta mesozóica-terciaria al N de Barinas, en dos glebas que surgen a lo largo de dislocaciones de rumbo.En varias partes se observaron diques y silos de pórfido cuarzoso y de rocas eruptivas básicas que atraviesan los depósitos neopaleozóicos.

Por falta de discordancias tectónicas agudas,es muy difícil en la sierra de Mérida,como tambien en otras partes de las cordilleras,de constatar las distintas fases de los procesos orogénicos durante el Paleozóico.Entre la serie de Mucuchachi del Devoniano Inferior y Medio por una parte, y el Carbonífero por otra, no se observó discordancia tectónica.A pesar de esto,el Paleozóico antíguo presenta en todas partes un plegamiento mas intenso y un ligero metamorfismo,en contraste con el Neopaleozóico que transgrede encima.Por lo tanto hemos de suponer en la sierra de Mérida un orogénesis, tal como sucede en otras partes de Los Andes. Sin embargo, el último plegamiento solo del Paleozóico sufrió el Paleozóico despues de terminado el ciclo sedimentario carbonífero-permiano,o sea durante la terminacion del Paleozóico,en el Permiano Superior.Esto se desprende efectivamente muy claramente de la colocacion discordante de los sedimentos mas antíguos del Mesozóico sobre rocas hasta del cristalino antíguo.

Estos depósitos jura-triásico,en general gruesamente clásticos,de color rojo y de origen terrestre,se reunen en Venezuela bajo el nombre de serie de Giron(HETTNER,1892) y en Venezuela se califican de serie de La Quinta.De modo semejante como el Rotliegendes de Alemania,el material proviene de los productos de desmantelamiento de las montañas paleozóicas.La prueba está en los rodados de calizas de Fusulinas que tambien se han encontrado a veces en los conglomerados basales.El espesor de la serie de Giron-La Quinta varia considerablemente,porque sus depósitos evidentemente se almacenaron principalmente en determinadas cuencas del relieve paleozóico, donde llegan a tener hasta 3,000 m de espesor. En la parte inferior se observaron lavas básicas en diferentes lugares, por ejemplo en la region de Lagunillas del valle de Chama.En contraste con el sector colombiano de la Cordillera Oriental se observa una breve transgresion marina indicada por coprolitas de tiburones con restos de Lepidotus,hallados en la localidad típica de La Quinta cerca de La Grita. La representacion del Rético está indicada,a igual que en la serie jura-triásica de Colombia,por esquistos de esterias que se han encontrado en la parte Sur de la sierra, cerca de Potosí y Celensio.La serie La Quinta está sobrepuesta en la sierra de Mérida y en sus alrededores por areniscas del Cretáceo Inferior que tambien son terrestres.Segun KUNDIG,estas areniscas de Rio Negro (Tomón) no solo transgreden sino además están separados por una discordancia tectónica de los estratos rojos yacentes,de modo que probablemente tambien en Venezuela occidental debemos contar con movimientos orogénicos del Jurásico Superior.Un predecesor de la transgresion del mar cretáceo está indicado por una intercalacion de caliza de Exgoyra en las areniscas de Tomón,encontrada cerca de Santo Domingo en la depresion de Táchira.Las condiciones marinas se generalizan con la caliza de Cogollo que está desarrollada localmente en la parte inferior como caliza de arecife,con la fauna característica para esta facies compuesta de bivalvas y Orbitolinas del Barremiano-Aptiano;la parte superior contiene amonitas del Albiano. En la parte NE de la sierra de Mérida,en la region de Tocuyo y Barbacoas, el Cretáceo Inferior ya está desarrollado en facies ar

el Cretáceo Inferior, a partir del Barremiano, ya está desarrollado en una facies arcillosa con geodas calcáreas ricas en amonitas. Durante el Albiano Superior tuvo lugar una regresion en el SW que condujo a la deposicion de areniscas con restos de plantas que corresponden a la Arenisca de Une de la zona de Bogotá del sector colombiano de la Cordillera Oriental. Durante el Cenomaniano, el mar regresa y deposita la caliza nerítica de Capacho, en la cual RUTSCH (Journ. Pal. 28, 4, 1954) recientemente ha encontrado fósiles característicos en la parte NE de la sierra, en la region del rio Carache. Su mayor profundidad y su mayor distancia de la costa alcanza el mar en esta region durante el Turoniano y Coniaciano, cuando se depositan calizas concrecionarias amonitíferas y esquistos con Globigerina, conocidos con el nombre de estratos La Luna. Encima siguen calizas potentes, de placas silíceas, en alternancia con bancos lidíticos, separados entre sí por esquistos oscuros que representan el Santoniano. En el inicio del Campaniano Superior, una nueva transgresion se halla indicada por un nivel poco potente de arenisca glauconítica con concreciones de fosforita, probablemente precedida por un vacío estratigráfico del Campaniano Inferior. Al Campaniano Superior corresponden los esquistos de Colon, ricos en foraminíferos que traspasan a los estratos mas arenosos del Mito Juan del Maestrichtiano cuya fauna empobrecida de foraminiferos anuncia que se trata de depósitos de un mar marginal algo salobre en el límite del Cretáceo con el Terciario. Segun se vé, durante casi todo el Cretáceo reinaban un ambiente marino en los alrededores de la sierra de Mérida. Este, por cierto, estuvo interrumpido dos veces por regresiones pasajeras, probablemente provocadas por movimientos ascendentes del viejo macizo con cubierta juratriásica. Todavia no está bien definido si el macizo estuvo bajo el nivel del mar durante el Cretáceo Inferior. Los pocos escamamientos cretaceos conservados en él, constan de la Arenisca de Rio Negro y además de sedimentos neríticos de la transgresion del Cretáceo Superior sobre el macizo cuya identificacion se debe a L. KEHRER quien reconoció las bivalvas de la serie de Mucupati de CHRIST, las cuales fueron determinadas por WOODRING. Para complementar este resultado, es necesario ante todo investigar detenidamente la condiciones de facies del Cretáceo en los bordes del macizo.

Los movimientos orogénicos en el límite del Cretáceo con el Terciario, se volvieron a manifestar principalmente mediante otro solevantamiento del macizo antíguo. En parte alguna de sus bordes se identifican discordancias entre los estratos cretáceos y los del Terciario Inferior; mas bien se observa una transicion paulatina de los sedimentos netamente marinos a los depósitos litorales del Terciario mas antíguo. Los sedimentos del Eoceno Inferior de los bordes de la sierra de Mérida muestran siempre un carácter litoral (estratos del Tercer Horizonte Carbonífero, formacion Misoa-Trujillo); las areniscas alternan con esquistos finamente arenosos que contienen en Táchira y en el borde SE de la sierra algunos mantos de carbon y ofrecen surcos de oleaje y rastros de fauna. Algunos lechos con ostracodos, restos de peces y algunos foraminíferos con valva arenosa hablan a favor de ingresiones pasajeras del mar. Se trata, pues, de depósitos litorales del Mar (Watten) o bajos cenagosos, vecinos a la costa, interrumpidos por almacenamientos de arena en los deltas de los rios y probablemente tambien por formacion de dunas. Es de suponer que entónces el macizo de Mérida puede haber sufrido una elevacion suave, recientemente surgida del mar, colocada entre la cuenca de Maracaibo en el N y la de Barinas en el Sur, ambas subsidentes en este tiempo, de modo que los productos de erosion desde el macizo pudieron acumularse y adquirir gran espesor en ellas. En el Eoceno Superior, el mar nuevamente avanzó desde el NE y tambien del SE (desde la cuenca de Barinas) contra el macizo de Mérida, y llegó temporalmente hasta la depresion de Táchira. No es del todo

Continúa pg. 60

ral, surgen de la cubierta mesozóica y terciaria que fue plegada en el Terciario Superior. El más meridional de ellos se designa comunmente como macizo de Garzón, según la población del mismo nombre en el curso alto del Magdalena. Este ocupa todo el sector Sur de la Cordillera Oriental y abarca desde el río Caquetá hasta la región al E de Neiva, respectivamente hasta las vertientes del Guayabero, afluente del Guaviare. Del núcleo cristalino que fue atravesado por W. KEHRER entre la población de Guadalupe sobre el río Suaza y Florencia en el pie E del macizo, éste da una descripción pormenorizada. Se desprende de ahí que el macizo tiene una composición muy variada de rocas a causa de las muchas y diferentes intrusiones que se presentan en el basamento cristalino de apariencia arcaica. Este consta de neises y esquistos micáceos con filones de pegmatitas e intrusiones abisales, también más o menos metamórficos, cuya edad remota se desprenden de la influencia dinámica alta, expresada frecuentemente por esquistosamiento y transformación de minerales. A las intrusiones de hábito principalmente granodiorítico que tectónicamente han sido poco o nada afectadas, les adscribe KEHRER edad infraterciaria. Al W de Florencia, el cristalino termina en una falla contra los sedimentos más jóvenes. Estos consisten en bancos de conglomerados, areniscas micáceas y arcillas rojas o vilácas que posiblemente corresponden a la serie eomesozóica de Girón. Encima hay areniscas y arcillas arenosas, abigarradas que podrían ser del Terciario Superior a juzgar por las tovas andesíticas intercaladas. Al NE de Florencia, el macizo de Garzón se ancha con espolones cristalinos que van apareciendo hacia el E y que están separados por ensenadas terciarias que ascienden al N y se despojan de su cubierta sedimentaria. En el término septentrional del macizo, las rocas cristalinas de la parte oriental están cubiertas del Paleozóico Inferior (TRUMPY) que vuelve a sumergirse bajo la cubierta mesozóica en forma de dos solevantamientos, separados por un sinclinal cretáceo-terciario. Los esquistos metamórficos del Precambriano Superior, tan expandidos en la Cordillera Central y en las demás áreas de la Cordillera Oriental, parecen ser escasos según los conocimientos que tenemos. Probablemente, el macizo ya fue erguido una vez en tiempos prepaleozóicos y tan fuertemente, que el Precambriano fue víctima de la e-

rosión antes de la transgresión del Paleozóico Inferior.

Después de un corto trayecto cubierto de Cretáceo, a continuación el rumbo de la parte oriental del macizo de Garzón, el Paleozóico vuelve a aflorar en el extremo SE del macizo de Quetame que aparece como un vector y buzada NE del macizo de Garzón. Este también es bastante angosto en comparación con la longitud la cual llega desde las vertientes del río Guayabero hasta la salida del río Batá de la cordillera, o sea casi hasta los 5º lat. N, donde se hunde bajo el Neocomiano (grupo de Cáqueza). Debajo del Paleozóico Inferior de su borde SE surgen esquistos metamórficos, esquistos cloríticos, grafíticos, filitas y cuarcitas que HETTNER ha reunido bajo el concepto de estratos de Quetame. Sus rocas están más intensamente plegadas que el Paleozóico Infeior que las cubre discordantemente. Según O. RENZ (bajo TRUMPY), éste consiste en la travesía del camino Uribe-alto Magdalena por la Cordillera Oriental, de esquistos arcillosos y de calizas arenosas que contienen trilobitas del Cambriano Medio en el río Duda; más al Oeste, sobre el río Ambica, hay esquistos grises con Didymograptus y Tetragraptus del Arenigiano. El Paleozóico Inferior del macizo de Quetame está transgredido nuebamente en esta región por una cubierta sedimentaria gruesa que consta anto todo de Cretáceo y Terciario Inferior. El Paleozóico Superior posiblemente está representado por la cuarcita de ambica que yace en apariencia concordantemente bajo el Cretáceo. Reproducimos aquí la sección levantada por O. RENZ desde Uribe, en el término SW de los Llanos Orientales, hasta el valle del Magdalena en la región de Dolores, que alcanza a pasar por el extremo Sur del macizo sumergente de Quetame (fig. 47). Al N de esta sección, el basamento premesozóico es partido por dislocaciones con caída erguida al N en cuatro glebas, entre las cuales cada una oriental está escurrida sobre la que sigue al Oeste. El Paleozóico Inferior y el basamento se hunden con flexura bajo el flanco oriental erguido de la cuenca cretáceo-terciaria de la población de Colombia, en el curso medio y alto del río Cabrera, afluente del Magdalena. En el borde oriental del macizo una flexura con fuerte buzamiento sumerge su cubierta mesozóica bajo el Terciario Superior de la orla,

imposible que en este tiempo el macizo mismo haya sido inundado, especialmente en el área NE, porque se conocen depósitos del límite Eoceno-Oligoceno que contienen fósiles de la llamada fauna de Hannatoma y que se han encontrado en el interior del macizo (I, pg. 422), por ejemplo cerca de Mérida, en estratos tectónicamente muy perturbados de una escama de Cretáceo y Terciario, colocada entre el cristalino. Representantes de la misma fauna tambien se presentan en el borde SE del macizo, sobre el rio Boconó, cerca de Barinas. Esta fauna con ligero acento salobre, evidentemente corresponde a la fase de regresion del mar eoceno, producida por la accion renovada de solevantamiento del macizo que estaba complementada con una componente de rumbo NW que plegó los sedimentos del Terciario Inferior en el borde NW e hizo retroceder el mar a gran distancia al NE. Tambien la parcelacion del macizo en glebas a lo largo de dislocaciones de rumbo, puede haber sido predispuesta en ese tiempo. Durante el Oligoceno, el mar no pudo volver sino paulatinamente al foredeep en el Norte, pero en el Mioceno avanzó temporalmente hasta la depresion de Táchira. En cambio, el macizo de Mérida ya se alzaba como sierra medianamente alta. En el Plioceno comenzó el orogénesis tarditerciario que tuvo por consecuencia un nuevo solevantamiento del macizo y otra acentuacion de su estructura en glebas. Esta estructura, segun lo da a entender una vista sobre el mapa de KÜNDIG, es la particularidad mas características de la constitucion tectónica del macizo.

Aparte de manifestarse en la parte central de la sierra de Mérida, las rocas cristalinas prepaleozóicas tambien asoman en la superficie en ambos flancos, en forma de glebas elongadas. Fueron alzadas por dislocaciones de rumbo, generalmente en posicion inclinadas, en forma de escamas, y han sido denudadas de su cubierta paleozóico-mesozóica. En la parte septentrional de la regiion de Mérida se levantan las tres glebas que se suceden escalonadamente y que son los cerros de Las Iglesias, de los Conejos y la sierra Capaz, recorridas en un ámplio arco por el rio Chama. Segun las secciones geológicas de KÜNDIG, las glebas principales están subdivididas por dislocaciones menores, pero en general se inclinan al NE porque en esta direccion están superpuestas por sedimentos de la serie de La Quinta (fig. 50). La mas septentrional que es la de la sierra de Capaz, se halla escurrida localmente en dislocacion erguida sobre la angosta franja terciaria del pie del macizo, a igual que el cristalino que vuelve a asomar al W en los cerros de Avispa. Futuras investigaciones deben demostrar si el cristalino de Tovar, al W del valle de rompimiento erosivo del rio Tovar, tambien tiene que ver con una gleba levantada en una dislocacion de rumbo. El mapa de BUCHER revela una gran intrusion de granito cuyo término oriental engrana con los estratos de la serie de Mucuchachi y que está cortada al W por la dislocacion marginal de la depresion de Táchira. Tambien la intrusion de granito del páramo del Batallón, en el extremo W del macizo de Mérida, está engranado, segun BUCHER, con la serie paleozóica de Mucuchachi; con su final redondeado, ella todavia se extiende del Paleozóico al Cretáceo. Tanto KÜNDIG como BUCHER figuran este extremo redondeado como limitado por dislocaciones tectónicas de modo que debe suponerse que el resíduo erosivo del granito probablemente neopaleozóico que asciende hasta la serie de La Quinta, ha perforado durante el orogénesis tarditerciario la cubierta cretácea superpuesta en relacion con el orogénesis tarditerciario. En el flanco S de la sierra, se ha levantado la gleba de Los Colorados cerca del borde que recorre el rio Caparro por el N y W. Ella está limitada al W por una dislocacion transversal y llega, buzando y estrechándose, hasta el rio Socopó. Al contrario de lo que sucede con las glebas del flanco N, en su constitucion participan principalmente, hasta donde se sepa, esquistos cristalinos (serie de Bellavista de CHRIST), pero estos se hallan intruidos por granitos y atravesados por diques, por lo cual KÜNDIG, probablemente con razon, las considera como precambrianos. Al lado del solevantamiento del cristalino a lo largo de

dislocaciones de rumbo, aparecen ademas escamamientos del Mesozóico y del Terciario dentro del cristalino y del Paleozóico del macizo. En el lado S de la sierra, la carta de KUNDIG muestra un escamamiento alargado de ese tipo en El Muerto, al pié de la sierra de Don Pedro. De mayor importancia para la determinacion de la edad de estos procesos tectónicos es la presencia de Cretáceo y de Terciario fosilífero en una escama entre el cristalino de la gleba de los cerros de La Iglesia y el de la zona central. En arcillas esquistosas dinámicamente muy afectadas, se hallaron los mencionados fósiles de la fauna Hannatoma del Eoceno Superior, los cuales demuestran que el escamamiento solo tuvo lugar en tiempos posteocenos. Tambien el modo del fracturamiento y del buzamiento de las distintas glebas en el extremo SW del macizo, hablan en favor de la edad jóven de los procesos tectónicos. El núcleo cristalino de la sierra de Mérida se voltea, flanqueado por el Paleozóico, sobre la línea La Grita-Pregonero desde la direccion SW a la general del Sur del sector colombiano de la Cordillera Central, hundiéndose con muchas complicaciones tectónicas bajo el Mesozóico de la parte Sur de la depresion de Táchira. El núcleo paleozóico desaparece, en el páramo del Zumbador, junto con los estratos permo-carboníferos, bajo la cubierta mesozóica. En su lugar se presenta ahí un alzamiento de los estratos de La Quinta, ubicados en el núcleo, que es perceptible hasta el rio Torbes, al S de San Cristobal donde las fracturas de la depresion de Táchira lo desvanecen mas. Al S del rio, sinembargo vuelve a surgir, y todavia en territorio venezolano, el núcleo cristalino, en parte cubierto de Paleozóico Superior, emerge y se extiende a la gleba mas oriental del macizo de Santander. Al N de este eje principal de levantmiento del macizo de Mérida se halla indicado un anticlinal curvo de estratos de La Quinta con núcelo cristalino que aparece en el NE de la depresion de Táchira, en la prolongacion de las glebas cristalinas del flanco N. Su frente está cortado por el rio Lobatera abajo de Colón y se halla sobrescurrido al W por Terciario. En el flanco S del macizo, la fragmentacion del mismo es notable la fuerte fracturacion del núcleo cristalino en varias glebas. Un fracturamiento semejante lo hemos conocido tambien en los extremos de otros macizos; a este respecto, el cambio de rumbo en un ramal puede desempeñar un papel en la gestacion de la tectónica de fallas que en los pormenores es bastante complicada. En las glebas desaparecen los fragmentos parciales del núcleo paleozóico bajo los estratos de La Quinta, pero se dejan perseguir con rumbo SSW en forma de anticlinales hacia los sedimentos mesozóicos hasta el rio Uribante. Mientras que los dos anticlinales mas occidentales se prolongan al Sur del rio hacia los pliegues del Terciario subandino del borde de la Cordillera Oriental colombiana, las mas orientales buzan bajo el relleno jóven de los Llanos.

La buzada del macizo en el NE se produce en forma semejante. El núcleo cristalino que se va estrechando en proporcion al descenso axial, está sobrescurrido en su término N contra un bajo Terciario y se cubre de Cretáceo. El Paleozóico de la zona central se reúne en la region del páramo de Muchchíes con la cubierta paleozóica de las glebas parciales que tambien se sumergen hacia el NE. Presumiblemente, tambien este Paleozóico va recorrido por dislocaciones de rumbo, pero solo vuelven a asomar claramente al buzar contra la depresion de La Valera-Motatán y al presentarse los escamamientos del Cretáceo. Una gleba paleozóica mayor, tambien sobrescurrida al NW y en la cual hay una intrusion mayor de granito al Sur de Valera, se puede seguir al NE allende Trujillo hasta desparecer bajo la serie de La Quinta, ya de poco espesor, y bajo el Cretáceo. En el flanco S del macizo, el manto de sedimentos jóvenes se amplia considerablemente al NE del rio Socopó debido al sumergimiento de la gleba de Los Colorados

y de la gleba de Devoniano de Acaragua a lo largo de una dislocacion que penetra profundamente en la sierra. Mas al NE se presentan estructuras bien intensas de escamas. En los sobrescurrimientos erguidos del interior, el Paleozóico Superior vuelve a aflorar en dos glebas al Norte de Barinas. Hacia el borde de la sierra, los sobrescurrimientos estan menos fuertemente inclinados, ademas las escamas constan preferentemente de Terciario bajo el cual solo ocasionalmente aparece el Cretáceo en la dislocacion. Los movimientos del orogénesis jóven estan probablemente dirigidos en el N y en el S contra los foredeeps.

Nos restringimos aquí a dar una descripcion de los rasgos generales de la constitucion tectónica del macizo de Mérida porque nos parece prematuro entrar mas en detalles mientras no existan cartas geológicas de escala mas grande y porque toda investigacion futura aportará una abundancia de nuevos hechos, no solo en lo relativo a la estructuracion geológica sino tambien en lo concerniente a la denominacion de los diferentes grupos de estratos. BUCHER ha hecho un análisis detenido de las relaciones entre los movimientos tectónicos y las estructuras, especialmente en la depresion de Táchira, y sobre ella llamamos la atencion.

C. Los pliegues en la Cuenca de Maracaibo y en el terreno alto del Norte de Lara y Falcon.

Contemplemos ahora los sistemas de pliegues bajos, compuestos de estratos terciarios que componen el espacio entre las ramas exteriores principales de la virgacion que tienen expuestos núcleos antíguos. Ellos se desarrollan en parte de las glebas orientales del macizo de Santander que se hunden al Norte, y en parte del lado occidental de la depresion de Táchira que avanza fuertemente entre los cantos del ángulo. Los sistemas se extienden hacia el Norte a la parte W de la cuenca de Maracaibo y luego se hunden, tarde o temprano, bajo la cubierta moderna. Al Este del Lago de Maracaibo, está antepuesto al sector NE de la sierra de Mérida el terreno serrano de Lara y Falcón, constituido de sistemas de pliegues de rumbo ENE, que, empero, no estan relacionados con los del lado W del lago. Antes de tratar sobre el rumbo y la estructura de los pliegues en estos dos ámbitos, debemos dar una vista a su delimitacion y a los depósitos generados en ellos, respaldándonos en la descripcion general de la geologia de la region de Maracaibo por SUTTON. Hoy, existe una clara diferencia entre el terreno bajo al W del lago y el terreno serrano al E, pero si retrocedemos al Terciario, entonces vemos que en ambas áreas se ha depositado una secuencia casi completa de este período; ella ciertamente ofrece diferencias considerables entre E y W, pero los diferentes aspectos de facies se entrelazan, y lo hacen en un grupo mas al Occidente y en otro mas al Oriente, de modo que no se puede establecer un límite agudo entre los dos espacios. Todo mas bien habla en favor de que durante el Terciario tanto el SW de la cuenca de Maracaibo como el terreno serrano que se agrega al E, formaban un espacio sedimentario uniforme que, en calidad de foredeep, iba profundizándose gradualmente, en compensacion de las sierras y serranias que evolucionaban en el S y en el W. Este área subsidente estaba delimitado al W por la serrania de Perijá y en el SE por la sierra de Mérida, mientras que presumiblemente, en su calidad de foredeep de la cordillera costera del Caribe, se prolongaba mas al ENE; pero esta prolongacion no es observable en la actualidad debido a los hundimientos rupturales de la costa oriental de Falcón. Varias circunstancias indican que el foredeep tambien estaba bordeado en el N por tierra firme, pero tambien esta fue ha sido presa de hundimientos jóvenes en la costa y solo se conserva fragmentariamente en las penínsulas de La Guajira y de Paraguaná que son avan-

zadas hacia el Mar Caribe. Aquí transgreden sobre las masas cristalinas del basamento, intruidas por granitos antíguos, los depósitos de Giron-La Quinta, o en su defecto, estratos marinos del Cretáceo Superior que contienen corales en La Guajira y rudistas en Paraguaná, ambos del Senoniano. Los sedimentos del Terciario Inferior se conocen hasta cerca de la costa N de Falcon, pero están ausentes en las penínsulas mencionadas (a excepcion del Oligoceno transgresivo de La Guajira) que en este tiempo probablemente fueron zonas terrestes y de erosion en vista de que el Cretáceo solo subsiste en pequeños remanentes (Paraguaná) o está fuertemente transgredido por formaciones jóvenes (Guajira). En ámbas penínsulas, el Mioceno Superior transgrede con estratos marinos que, sinembargo no han sido plegados en las zonas terrestres.

El foredeep por lo tanto consistió durante el Terciario en la cuenca de Maracaibo que se comunicaba en el NE por el terreno serrano actual de Falcon y el Norte de Lara con el mar abierto del Caribe. Ya hemos visto que, en este espacio, la sedimentacion marina del Cretáceo fué trocada al principio del Terciario por deposicion mayormente terrestre, frecuentemnte carbonífera en el W. En el Eoceno Medio, el mar vuelve a avanzar desde el NE y cubre el foredeep hasta una línea N-S que pasa por la mitad del Lago de Maracaibo; al E de ella se depositan los esquistos de Paují (esquistos de Cerro Misiones en Falcon oriental) con su fauna de foraminíferos pelágicos. En el borde oriental de la cuenca de Maracaibo, los esquistos traspasan en direccion N a formaciones con moluscos, próximas a la costa (Ambrosio). Los estratos de Churuguarita y de Mene Grande del Eoceno Superior son depósitos cercanos a la costa, producto de la fase de retroceso del mar eoceno, y las capas de Victoria con la fauna de Hannatoma se depositaron en un espacio marino residual ligeramente salobre. Estos sedimentos del Eoceno Superior ya faltan en Falcon y en el N de Lara a causa del plegamiento que en ese tiempo comenzaba ahí. En la parte W de la cuenca de Maracaibo, a saber en Táchira y en el borde de la Serrania de Perijá, la sedimentacion principalmente terrestre prosigue con depósitos de carbon, aunque interrumpida por avances marinos o salobres de poca duracion..

El orogénesis del Eoceno tardío fué especialmente activo en el foso angosto y profundo del foredeep de Falcon y de Lara. Los estratos eocenos sufrieron ahí un plegamiento intenso y formaron una serranía que abarcaba todo el ancho del foso; al mismo tiempo, en la cuenca de Maracaibo el plegamiento mas intenso quedó reducido a la parte meridional de la cuenca, situada directamente al pié de la sierra de Mérida. En Falcón oriental, segun H. RENZ, la discordancia poco definida entre los esquistos de Cerro Misiones y los esquistos de Guacharaca del Eoceno Superior hasta Oligoceno Inferior, asimismo que la nimia variacion petrográfica de los sedimentos, avisan que los movimientos orogénicos ya estaban finalizando ahí y que probablemente no hubo interrupcion de la sedimentacion. Pero mas al W, en el Norte de Lara, la discordancia es clara por la transgresion del conglomerado grueso de Santa Rita del Oligoceno Inferior sobre Eoceno erguidamente plegado. La montaña que se formó hacia el final de este lapso de tiempo, todavia no habia sido destruida por la erosion del todo; se levantaba todavia en la parte NE del foso como terreno serrano de mediana altitud y formaba ahí, segun SENN, la cadena de Paraiso-cerro Chimborazo. En consecuencia, el mar solo pudo formar inicialmente un brazo marino angosto en la parte S del foso y solo ganó espacio hacia el N y S en las etapas del Oligoceno Superior. Tambien las calizas de arecife del Oligoceno Medio (estratos de San Luis) todavia montaban en los dinteles eocenos del borde del mar de entonces. Mientras que en el borde Sur del foso, el Oligoceno Superior transgredió con en el conglomerado de Guarabal y estratos arenosos, ricos en moluscos, en la parte central las arcillas con intercalaciones de arena y preciptacion de yeso de los estratos de Santa Clara acusan un mar pando. Estos estra-

~~tos siguen~~

tos siguen en el campo de Mene de Buchivacoa con discordancia acentuada sobre el Eoceno plegado, pero en el campo de Cumarebo las arcillas de los estratos equivalentes de Ricoa se colocan en concordancia sobre las calizas de San Luis. En el E de Falcon, tenemos depósitos de aguas mas profundas con ricas faunas de foraminíferos en la cuenca llamada de Agua Salada. Con base en esta fauna, SENN y H. RENZ pudieron realizar una subdivision avanzada en zonas, y hacer determinaciones exactas de la edad de la potente secuencia sedimentaria que luego hizo posible, mediante la transicion de las arcillas a los sedimentos neríticos de Falcon central, fijar la edad de estos. En la cuenca de Maracaibo, el Oligoceno solo está representado por las arcillas abigarradas de los estratos de Icotea. Son productos de meteorizacion que llenan hondonadas de la superficie terrestre del Eoceno y que traspasan al W a los estratos de Fausto, caracterizados por la intercalacion de un potente de arena.

En el Mioceno hallamos en Falcon una distribucion de facies semejante a la del Oligoceno. En el Aquitaniano de Falcon central se presenta primero una regresion general con formaciones lacustres y depósitos terrestres que generan carbon en el borde N, cerca de El Isiro, al Sur de Corro (estratos de Cerro Pelado). Es factible que tal regresion ya tenga relacion con los movimientos plicaturas del orogénesis del Terciario Superior que avanzaban de Sur a N, porque ellos rechazan definitivamente el mar de Falcon de la parte Sur del foso. En el N, sinembargo, se efectúa otra transgresion durante el Burdigaliano que avanza vastamente al W y al N. Ella produce los estratos muy fosilíferos de Socorro y los estratos del Mioceno Medio de Caujarao. Estos últimos transgreden en el N de la península de Paraguaná como primer depósito terciario sobre los viejos estratos cristalinos y sobre los restos de la cubierta mesozóica. La transgresion antecedente de Socorro no solo llega con sus estratos de Santa Rosa hasta el Lago de Maracaibo, sino que avanza brevemente hasta la depresion de Táchira. Los estratos de La Rosa contienen una rica fauna del Burdigaliano, especialmente en la parte superior, y en sus depósitos arenosos se hospedan los yacimientos petrolíferos mas ricos de Venezuela. Ya al seguir la sedimentacion y depositarse los estratos de Lagunillas se hacen sentir intercalaciones salobres, y en el Mioceno Superior los depósitos marinos de la region del lago quedan sustituidos por terrestres. En Falcon oriental, la sedimentacion marina de arcillas con abundancia de foraminíferos, se sostiene hasta el final del Mioceno. Las faunas de las distintas zonas de foraminíferos, empero hacen suponer, segun RENZ, una disminucion progresiva de la profundidad del agua, y en el borde de la cuenca se presentan lentes coralinos de arecife (calizas de Agua Linda y de Dividive, con las últimas Miogypsinas en la base de la caliza inferior de Capadare del Mioceno Medio). En la zona mas jóven de foraminíferos que son las Arcillas de Agua Salda, se presentan Chara-Oogênias que acusan proximidad de costa. Al final del Mioceno, el plegamiento del vorland comprende los sedimentos del foso en toda la extension. En su espacio se levanta una cadena de regular altitud cuya estructura de pliegues observamos luego. Ella no admite mas avance de la transgresion pliocena hacia el S y el W, de modo que en Cumarebo y Punta Gavilán, los estratos pliocenos de Tocupido quedan reducidos completamente a la franja costera.

Entremos ahora en consideracion de los plegamientos que se formaron en los espacios sedimentarios descritos. Los pliegues al W del Lago de Maracaibo pertenecen al vorland de la serrania de Perijá. Ellos se formaron en conexion con el orogénesis del Terciario Superior de esta serrania. el pié de ella divergen algunos sistemas de pliegues que solo penetran poco al vorland y son mas o menos paralelos a la serrania. Ya bien en el Sur, a continuacion del borde montañoso que retrocede

hacia el
al W, se levanta un anticlinal ámplio y suave del Terciario Inferior entre el curso superior del rio Sardinata (Norte de Santander) y el borde serrano que está determinado, segun Notestein y colaboradores, por una zona dislocada, en la cual han sido alzados estratos del Cretáceo. Ella se puede seguir con N hasta los nacimientos del Tibú, y en el área del domo de La Esperanza del trayecto medio, el Cretáeco Superior vuelve a aflorar en una superficie pequeña. Mas al Norte, en la region del rio Catatumbo, el anticlinal de Rio de Oro se separa del borde serrano y atraviesa los rio Catatumbo y el rio de Oro para sumergirse em el rio Lora. El pliegue erguido tiene un flanco oriental asi vertical, en tanto el occidental es menos inclinado, pero va acompañado al Sur del Rio de Oro por una dislocacion de rumbo. Mas al E se desarrolla una serie de sistemas plegados desde el vasto domo de Santiago que está formado de estratos del Cretáceo y que se levanta entre los rios Zulia y Sardinata sobre una gleba sumergente del macizo de Santander. En su borde occidental se forma, desprendi el anticlinal de Cuervo con núcleo del Cretáceo Superior Inferior con Toxaster reolini que está escurrido sobre el Terciario Inferior del flanco oriental a lo largo de un dislocacion con de buzamiento occidental. Adelante de la parte media del domo, un anticlinal corto se prolonga extiendi a los estratos terciarios circundantes. En su prolongacion se levanta finalmente el sistema anticlinal alargado de Sardinata-Tibú que se ha convertido en el campo petrolífero mas importante del atatumbo colombiano. De menor importancia económica es el sistema alargado de pliegues que se desarrolla a continuacion del borde oriental del domo de Santiago. En tanto, el anticlinal occidental de Gonzalez, se sumerge pronto, el anticlinal de Leoncito, trasladado sobrescurrida al W por una dislocacion diagonal, se extiende al anticlinal de La Petrolea con núcleo del Cretáceo mas Superior. Este sigue en calidad de anticlinal de Tarra hacia el Norte, a territorio venzolano. En el anticlinal de La Petrolea, el núcleo Cretáceo forma un domo meridional y otro septentrional, cuyos flancos occidentales estan perturbados por varias dislocaciones de rumbo. Del occidental se forma en el anticlinal de Tarra un sobrescurrimiento que es parado en el Cretáceo de la profundidad y se vuelve suave hacia en los estratos terciarios de la superficie (fig. 51). En ella, el anticlinal de cofre, ancho, del campo de Las Cruces está escurrido sobre estratos del Terciario Superior del flanco oriental hundido. Mas al Norte, en el campo de Manueles, el sobrescurrimiento el sobrescurrimiento del anticlinal sumergente se vuelve a erguirse erguido otra vez erguido. Al W del campo de Tarra está el solevantamiento débil del campo de Tarra y hacia el E se antepone el anticlinal del lomaje de Guayabo que está sobrescurrido al W. El sistema anticlinal Petrolea-Tarra contiene numerosas arenas petrolíferas del Terciario Inferior, y en el sector colombiano tambien se encontró petróleo en varios horizontes del Cretáeco.

Tan solo al N del rio Palmar, entre el lago y la Serrania de Perijá, se volvieron a encontrar estructuras anticlinales, en parte solo en el subsuelo debajo de la cubierta jóven, pero en parte tambien aflorando en la superficie. Su presentacion está evidentemente relacionada con su aproximacion al borde septentrional de la cuenca que condiciona determina a un levantamiento paulatino del fundamento prepaleozóico y una disminucion de espesor de la cubierta mesozóica y terciaria superpuesta. En la region al W del Maracaibo se trata de varias hileras paralelas de braquianticlinales con rumbo NNE. Ellos pertenecen evidentemente a un dintel del Eoceno, antepuesto al borde septentrional de la cuenca, que se extiende desde la ribera oriental del lago por la Punta Camacho a Maracaibo y que se prolonga mas al NW a la region de los braquianticlinales, pero luego está nuevamente hundido en el vorland del pié de la serrania de Perijá. El núcleo de las estructuras está formado de esquistos eocenos con varias intercalaciones arenosas eocenas que contienen foraminíferos de agua salobre en la parte alta. En los flancos se depositan discordantemente

sobre el núcelo eoceno los estratos miocenos de La Rosa y La Villa, manifestándose así claramente la orogénesis del Eoceno Superior.Mientras el anticlinal de Concepcion está fuertemente afectado por fallas de distinto rumbo,en el caso de la estructura de La Paz se trata esencialmente de un hundimiento de fractura en el vértice(fig.52).Ambos campos solo producían petróleo de la arenas del Eoceno hasta que en 1944 se perforaron en el campo de La Paz ricos yacimientos del Cretáceo subyacente.Este éxito dió lugar al desarrollo del campo de Mara,situado a 20 km al NW.En este caso se trata de un pliegue de cofre ámplio cuyo techo llano fue presionado hacia arriba entre las dislocaciones de los flancos.Tambien este vasto campo ya posee una abundante produccion de las calizas inferiores del Cretáceo.Al E del domo de Santiago que está al Sur, sigue la depresion de Táchira que se intercala entre los macizos de Santander y de Mérida como continuacion del rincon SW de la cuenca de Maracaibo.Al W de este campo fallado todavia se reconocen bien dos pliegues bastante largos.El occidental se levanta al N de Cúcuta(Tasajero) con núcleo cretáceo enmedio del Terciario,y está cortado en el N por el rio Táchira para luego hundirse bajo la planicie de Maracaibo.El segundo pliegue se desarrolla al E de Agua Caliente como anticlinal cretáceo y desaparece en la region de Uraca debajo de la cubierta moderna.Todas las estructuras aludidas pertenecen al plegamiento del vorland de la serrania de Perijá;en analogia con esta serrania su rumbo en el S es casi netamente hacia el N y mas al N este cambia algo hacia el E.

La constitucion de los pliegues del terreno montañoso de Falcon y del Norte de Lara,emplazados al E del lago,se diferencia muy sensiblemente de la constitucion de los referidos del lado W de la cuenca. No se trata aquí de una extincion paulatina de los movimientos plicativos en el vorland,sino del plegamiento ascendente de un foredeep con forma de foso que se realiza en varias fases.El plegamiento es de máxima intensidad en Falcon central y se desvanece paulatinamente desde ahí hacia el ENE contra la costa de Falcon oriental,como tambien hacia el WSW contra el borde del lago.En la parte media del foso las distintas fases del orogénesis terciario crearon un anticlinal axial de gran dimension en cuyo núcleo volvieron a aflorar ahora las partes basales de la montaña eocena del pasado.Estas partes forman lomos de elevacion mediana a los cuales sobresalen,en ambos flancos del anticlinal mayor,los cerros de la serrania de San Luis,de la cumbre de Los Patiecitos,de la serrania de Baragua y de la serrania de Agua Negra,constituidos de calizas del Oligoceno.En el sector S del foso se formó un sinclinorio que se divide en la parte central en dos cuencas a causa del escurrimiento de la gleba cretáceo-eocena de Algodones sobre la mitad septentrional.Los dos elementos mayores de la constitucion tectónica han sido plegados en fases secundarias posteriores, pero solo débilmente.El número de los pliegues varia frecuentemente y ellos solo raras veces se reúnen a formar sistemas prolongados.No faltan del todo las fallas transversales en que los pliegues han sido desplazados recíprocamente,pero solo parecen tener extension reducida.De la parte central del foso todavia no existen publicaciones no secciones geológicas acerca de los detalles de la constitucion de los pliegues.A la gleba de Algodones del sinclinorio ha penetrado,cerca de una dislocacion, una roca eruptiva muy descompuesta,atravesada por venas de calcita,que fué determinada por RUTTEN como gabbro con secuela de gabbro saussurítico.Sobre el Eoceno fuertemente erguido y sobre el gabbro(T.I.,pg.36)transgreden los estratos del Oligoceno tardío con el conglomerado de Guarabal y areniscas calcáreas fosilíferas.Mas al Sur y al W de Parapará sobre el rio Tocuyo,cerca del borde del foso,fué encontrada una pequeña intrusion de granito bimicáceo en estratos eocenos de un solevantamiento cretáceo.A excepcion de estas intrusiones y algunas pequeñas intrusiones de andesita augítica en el Terciario Inferior,situadas en la pendiente suroriental de la Cumbre

de Los Patiecitos, no se ha reconocido actividad eruptiva alguna.

Los ejes de los pliegues del anticlinorio se hunden fuertemente hacia el N, pero en parte se pueden seguir en la cubierta del Mioceno de Falcon oriental para volver a levantarse otra vez con núcleo eoceno hacia la costa. A estos pliegues pertenece el anticlinal del campo petrolífero abandonado de El Mene de Acosta, al N del curso inferior del rio Tocuyo. Segun SUTER, el núcleo de este anticlinal está escurrido sobre el ala noroccidental, fuertemente perturbada, erguida y muy fracturada en la zona dislocada. El campo producia petróleo de las intercalaciones arenosas que existen en la seccion oligocena de las arcillas de Agua Salada del flanco suroriental. El Mioceno de la costa Norte evidentemente forma una cuenca panda cuyo flanco SSE se levanta tierradentro hacia el anticlinorio de Falcón central y cuyo núcleo se halla oculto bajo los sedimentos modernos de la franja costera. Al flanco NNW corresponden los estratos de Caujarao de la península de Paraguaná que, hemos visto, transgreden sobre rocas antíguas. En el flanco SSE de la cuenca todavia se observa plegamiento secundario que es mas acentuado en la parte W y se desvanece lentamente hacia el E. En la zona W, incluimos aquí las estructuras de los campos de El Mene de Mauroa y de Hombre Pintado, situados en el borde Sur de la cuenca; como el Oligoceno marino ya falta del todo o es poco grueso, el Eoceno suele asomar localmente en la dislocacion principal. Segun HALSE se trata de un anticlinal cuyo núcleo está escurrido a lo largo de dislocaciones sobre el flanco septentrional, erguidamente arrastrado hacia arriba. La seccion del anticlinal de El Mene que reproducimos aquí segun MENCHER (fig. 53), deja reconocer bien las influencias de dos fases del orogénesis del Terciario Superior. Los estratos de Agua Clara del Oligoceno Superior que afloran en el eje anticlinal, están fuertemente plegados y se hallan superpuestos discordantemente por los estratos de La Puerta del Mioceno Superior, de orígen terrestre y apenas solevantados. Las intercalaciones arenosas de ambos grupos de estratos contienen petróleo, pero en vista de la inestabilidad productiva de los estratos, afectos por fallas transversales, los campos fueron abandonados hace poco. La misma suerte corrieron los ensayos hechos en una serie de braquianticlinales que se pueden perseguir en el Terciario Superior de la franja costera hasta la region al Sur y al Este de Coro, donde la estructura de La Vela está situada en la costa misma. Un éxito de consideracion solo parece prometer el campo de Cumarebo que se halla mas al Oriente. Segun PAYNE se trata ~~solamente~~ de un solevantamiento domal muy débil y estirado, perturbado por traslaciones diagonales y fallas transversales jóvenes. Segun vemos, el terreno serrano de Falcon central debe su orígen a tres fases de plegamientos. La mas importante sin duda fué la infraterciaria, al finalizar el Eoceno. El orogénesis del Terciario Superior se divide claramente en dos fases, entre las cuales la primera inició su actuacion al principio del Mioceno, en tanto que la segunda y menos fuerte tuvo lugar al principio del Plioceno. Doquier haya habido contraccion mas o menos fuerte a formar pliegues invertidos o sobrescurridos, ella está dirigida al NW.

Mientras que el extremo oriental del terreno serrano de Falcon está condicionado a un desvanecimiento sencillo y a buzadas de los pliegues, resultan condiciones tectónicas mas complicadas hacia el W, contra el lago de Maracaibo. Segun la carta tectónica de BUCHER, la mayoria de los pliegues del terreno serrano de Falcon ya se desvanecen antes de llegar a la zona marginal ancha del lago en el Estado de Zulia. En el lago, la prolongacion occidental del terreno serrano se hunde, paulatinamente, por medio de fallas escalonadas de rumbo SSE, ~~al subsuelo del lago~~. En la zona marginal misma se desarrolla un número mayor de anticlinales, tan pronto largos como cortos, que tienen generalmente rumbo W o S, pero por regla no dejan reconocer conexion directa alguna con los sistemas de pliegues que se hallan mas al Este. Solamente muy al Sur se prolonga una sistema de pliegues hasta la zona marginal del lago en el Estado de Trujillo

que se desprende del flanco Sur del anticlinorio de Falcon central, pero que luego torna al Sur, pudiendo seguírsele allende el rio Motatán hasta el borde de la sierra de Mérida donde continúa, probablemente en alguna de los pliegues terciarios del pié de la sierra. También los dos pliegues siguientes con núcleo eoceno en la zona marginal del lago, tienen rumbo N-S y corresponden a los anticlinales de Mene Grande y Pueblo Viejo. En ambos, el eje eoceno se hunde en fallas escalonadas hacia el lago, pero hacia el interior terrestre los pliegues están unidos por un solevantamiento curvo del Eoceno. Esta condicion se puede interpretar posiblemente como un resurgimiento del núcleo eoceno del anticlinorio de Falcón, aun cuando esté separado de este por una depresion con estratos mas jóvenes. El núcleo eoceno del anticlinal de Mene Grande tiene una ala oriental poco inclinada que se halla sobrescurrida al flanco occidental erguidamente arrastrado y finalmente despedazado por varias dislocaciones. En 1948, SCHAUB ha dado una descripcion de las condiciones geológicas de los campos petrolíferos de la SHELL en la region de Maracaibo en la cual fundamos nuestra explicacion. El eje del anticlinal consta de los estratos de Misoa-Trujillo del Eoceno Inferior, superpuestos en los flancos por los esquistos de Paují del Eoceno Medio. Sobre esta estructura del Eoceno Superior cuyo vértice fué erodado hasta el Eoceno Inferior, se depositaron con discordancia clara los estratos del Mioceno. Estos se componen de los estratos terrestres de Isnotu que traspasan mas al Norte a las capas marinas, muy fosilíferas de Lagunillas del Mioceno Medio. Con leve discordancia se colocan encima los estratos de Sanalejos que se diferencian del yacente por intercalaciones potentes de arena y gravilla entre las gredas abigarradamente manchadas. Sobre la estructura eocena pretensionada, el Mioceno solo sufrió un plegamiento suave por el orogénesis del Terciario tardio, pero se halla dislocado tanto por fallas eoterciarias reactivadas como por fallas adicionales jóvenes. Solamente las dislocaciones con buzamiento suave, relacionadas con el sobrescurrimiento del núcleo del anticlinal eoceno al W, no avanzan al terreno del Mioceno. También la seccion geológica de la estructura de Mene Grande permite reconocer bien el orogénesis del Eoceno o Superior como ademas las dos fases de los movimientos tarditerciarios (fig. 54). La produccion de este campo petrolífero mas antiguo de la region de Maracaibo provenia originalmente de arenas del Mioceno, pero desde hace muchos años las intercalaciones arenosas del Eoceno se convirtieron en los niveles productivos mas importantes. El anticlinal de Pueblo Viejo ya está situada en el espacio de los llamados campos costeros del borde oriental del lago, donde separa los campos de Bachaquero y Lagunillas; se trata igualmente de un anticlinal eoceno con ala suave ESE y flanco WNW vertical, pero no sobrescurrido.

El campo de Lagunillas está situado en un sinclinal ámplio y suave del Eoceno, entre el solevantamiento acabado de describir meridional y otro septentrional del Eoceno que llega entre los rios El Mene y Araure hasta el lago y que probablemente, segun dicho, se prolonga en la márgen occidental del lago hasta la region de Maracaibo. Este solevantamiento eoceno que inicialmente tiene rumbo WNW, pero que luego torna al SSW en forma muy semejante como el anticlinal de Pueblo Viejo, va recorrido en el S por el anticlinal de Curacao. Hacia el lago de Maracaibo, este se hunde y en el área del campo de Tia Juana apenas está indicado por una elevacion muy débil. La abundante produccion de petróleo de las intercalaciones arenosas de los estratos del Mioceno Inferior y Medio del campo de Lagunillas, sinclinalmente dispuesto, está determinada, como en general en todos los campos costeros, por el ascenso de los estratos miocenos desde el lago

del lago hacia el interior y por su extincion contra el Eoceno que se alza mas en al E. tambien desempeñan cierto papel las fallas de traslacion y el cierre de los niveles petrolíferos en las fallas mencionadas que corren en ángulo agudo al rumbo de los pliegues. Las perforaciones que han sido avanzadas hasta 17 km adentro del lago, han demostrado que la intensidad del plegamiento del Eoceno como tambien su espesor disminuyen considerablemente debajo del sector N del lago. Al SW del campo de Tia Juana, segun MENCHER, solo se distingue un solevantamiento leve cuyo vértice está a una distancia de 15 km de la costa. En parte ha sido denudado, de modo que la zona petrolífera principal del Eoceno está cortada y va superpuesta directamente por las arenas basales del Mioceno que transgreden sobre la zona axial del anticlinal. El campo petrolífero mas septentrional en la costa del lago es el de Cabimas que se halla limitado en el N por el solevantamiento eoceno mencionado arriba. Desde ahí, el anticlinal de El Mene-Icotea que tambien torna al SW, se prolonga al Mioceno de la zona marginal y se sumerge (con fuerte inclinacion axial debajo del lago) debajo del lago. El solevantamiento del Eoceno en el N comienza con el anticlinal de Churuguarita de Falcon occidental, y se amplia fuertemente hacia el lago. Al N todavia se halla antepuesto el solevantamiento menor de Moneta, separado de aquel por el sinclinal de Victoria.

La disminucion de la intensidad del plegamiento que creó el terreno serrano de Falcón, hacia la cuenca de Maracaibo podria estar determinada por la disminucion de profundidad del foredeep en esa direccion. Segun hemos visto, la superficie del basamento se va levantando progresivamente en la parte N del fondo del lago, al tiempo que disminuye fuertemente el espesor de los sedimentos del Cretáceo y del Terciario. En una de las perforaciones mas occidentales del lago, de las perforaciones arriba mencionadas, el fundamento se encontró a una profundidad de 4215 m, pero en la parte Sur se halla sumido a profundidades mucho mayores. Segun el mapa de BUCHER, tambien la superficie preoligocena del Eoceno forma un recinto deposicional profundo. Esta zona evidentemente es la prosecucion del foredeep de Falcon y se profundizó siempre como este, a causa del hundimiento del subsuelo durante el Terciario. Esto coincide aproximadamente con la mayor anomalia gravimétrica negativa de dicha region. Esta anomalia no está situada, acaso, debajo de la sierra elevada de Mérida, sino delante de su pié SW, debajo de del término S del lado y de su vecindad. Parece que no puede haber duda de que la anomalia negativa fué motivada por el hundimiento fuerte del foredeep el cual almacenó, desde el Terciario hasta la actualidad, los potentes productos de erosion de la sierra la cual simultáneamente se hallaba en movimiento ascendente.

Bibliografia

CHRIST, P., La coupe géologique le long du chemin de Mucuchachi a Santa Bárbara dans les Andes vénezuelliennes. Eclog. Geol. Helvet. 20, 1927.

HALSE, G.W., Oil fields of West Buchivacoa, Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 31, 12, 1947.

HEDBERG, H.D. y Sass, L.C., Sinopsis de las formaciones geológicas de la parte occidental de la Cuenca de Maracaibo. Bol. Geol. Min. I, Caracas 1937.

--- Oil fields of Greater Oficina Area, Central Anzoátegui, Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 31, 12, 1947

KEHRER, L., Algunas observaciones en capas cretáceas y precretáceas de las partes suroeste y central de Venezuela. Bol. Geol. Min. 1, Caracas 1937 (tambien en inglés).

--- Algunas observaciones sobre la estratigrafia del Estado de Táchira, Venezuela. Bol. geol. Min. 2, Caracas 1938 (tambien en inglés).

KÜNDIG,E., The precretaceous rocks of the central Venezuelan Andes with some remarks about the tectonics. Bol. Geol. Min. 2,Caracas 1939.
LIDDLE,R.A.,The Rio Cachirí section in the Sierra de Perijá,Venezuela.Bull. Amer. Pal. 27, 1943.
MENCHER,E. et AL.,Geology of Venezuela and its oil fields.Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 37, 4, 1953.
Notestein,F. B. et AL.,Geology of the Barco Concession,Rep. of Colombia, South America.Bull. Geol. Soc. Amer. 55, 10,1944.
PAYNE,A.L., Cumarebo oil field,Falcón,Venezuela.Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 35,8, 1951.
RENZ,H.H., Stratigraphy and fauna of the Agua Salada group,state of Falcon,Venezuela.Geol. Soc. Amer. Mem. 32,1948.
RUTTEN,L.,On rocks from the Venezuelan island between Bonaire and Trinidad and on some rocks from Northwestern Venezuela.Proc. Kon. Acad. v. Wetensch. 34, 8, 1948.
SCHAUB,H.P.,BOSTOCK,W.H.,WILLIAMS,D.B., Oil fields of Royal Dutch Shell group in Western Venezuela.Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 32, 4, 1948.
SCHÜRMANN,H.M.E.,Massengesteine der venezuelanischen Anden.N. Jahrb. f. Min. etc. Bbd. 68 A, 1934.
---------- Das Alter der Massengesteine der venezuelanischen Anden.id, Bbd. 75 A, 1939.
---------- Die Massengesteine aus Suriname,verglichen mit Massengesteinen aus Venezuela und aus den südamerikanischen Anden. ibid.,Bbd.76A, 1940.
SENN,A., Die stratigraphische Verbreitung der tertiären Orbitoiden mit spezieller Berücksichtigung ihres Vorkommens in Nord-Venezuela und Nord-Marokko. Eclog. Geol. Helvet. 28, 1935.
SUTER,H.H.,El Mene Grande de Acosta field,Falcon,Venezuela.Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 31,12, 1947.
SUTTON,F.A., Geology of Maracaibo basin,Venezuela.Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 31, 12, 1947.
TRUMPY,D.,Precretaceous of Colombia. Bull. Geol. Soc. America, 54, 1943.

7. La ~~Cadena~~ Cordillera Caribe de Venezuela

Bajo el nombre de ~~Cadena~~ Cordillera Caribe de Venezuela comprendemos aquel ramal andino que se extiende en la prolongacion oriental de la sierra de Mérida, por la parte septentrional de Venezuela central y oriental y que finalmente desaparece de la superficie en el ~~Oriente en~~ sector oriental ~~antiguo~~ que es la isla de Trinidad. Con la sierra de Mérida está unida esta cordillera por una zona de transicion, compuesta principalmente de estratos del Cretáceo que, empero, adquieren hacia el E un caracter mas o menos metamórfico. Se trata de una depresion tectónica entre la sierra de Mérida, ~~la~~ la cual se levanta a 4000 m de altitud, y el ramal costero de la Cadena del Caribe que tambien llega a altitudes considerables, o sea a 3000 m. En su terreno está la division de aguas entre el Orinoco y el Mar Caribe que pasa por las vertientes de los rios Cojedes y Yaracui y que solo tiene unos 370m de elvacion. En el área de transicion, el rumbo de los pliegues cretáceos vuelve de la direccion NE que lleva en la sierra de Mérida, a la ENE hasta E, ~~la cual se~~ expresa de especialmente bien en el borde Sur de la ~~Cadena~~ cordillera. Segun la suposicion de varios autores, este cambio de rumbo estaria relacionado con un dintel del Basamento que correria diagonalmente con rumbo SW desde la península de Paraguaná, al N de la costa de Falcon, a traves de la cadena hacia el solevantamiento ~~xianero~~ de El Baúl que surge de los Llanos al S de la ~~Cadena~~ cordillera. Conviene observar mas de cerca los dos polos de este eje, dado que la presencia del basamento en ellos ha sido puesto en duda recientemente (BUCHER, pgs. 63 y 93). En la península de Paraguaná, Karsten observó esquistos cristalinos y neis en los desfiladeros occidentales del cerro Santa Ana; mas tarde SIEVERS informa sobre una superficie antígua de granito que aparece en varios sitios de la parte septentrional de la península. Segun el examen de BERGT se trata de un granito biotítico, rico en ortoclasa. El basamento está cubierto localmente por areniscas y esquistos rojos que probablemente son equivalentes de la serie de La Quinta. Tambien existen resíduos de calizas cretáceas; en ellas halló SIEVERS rudistds cerca de Tusavana, y KEHRER recolectó ~~en Pueblo Viejo~~ una amonita del Cretáceo cerca de Pueblo Viejo. En la parte Sur de la península se levanta hasta 900m el cerro de Santa Ana, cuyas rocas fueron investigadas por BENDRAT; su base consta de gabbro (anortita, olivina, augita); pendiente arriba se presenta porfirita hornbléndica y la cumbre está compuesta de una diferenciacion con abundancia de feldespato. En el pie del cerro se arriman areniscas que contienen material detrítico de las rocas eruptivas. El cerro del Rodeo que está situado algo el SE consta de peridotita y de serpentina. Las rocas eruptivas podrian haber surgido en conexion con el orogénesis del Terciario Inferior. Como lo explicamos atrás, en Paraguaná se trata del remanente de una antígua masa terrestre que solo ~~fué~~ volvió a ser invadida por el mar en el Cretáceo. En el polo S del dintel, el basamento del escudo de La Guayana fué levantado a la superficie. Las rocas antíguas forman ahí lomas que se levantan hasta 125 m, diseminadas en una region de 50 km de longitud entre los rios Cojedes y Chirgua. Las elevaciones orientales constan de granito biotítico que frecuentemente adquiere estructura porfirítica por la presencia de fenocristales grandes y rojizos de ortoclasa. Segun DUCLOZ y FORRER, el granito está superpuesto por areniscas arcósicas que traspasan a areniscas cuarcíticas, sobre las cuales siguen las filitas rojas u oscuras de El Baúl que estan erguidamente plegadas. Es difícil ~~=~~ decidir si se trata de Paleozóico o de equivalentes de los estratos de Carrizal-Hato Viejo que se encontraron en las perforaciones mas al E y que HEDBERG considera como equivalentes de la serie de La Quinta. En todo

caso,el granito con los grandes fenocristales de ortoclasa es una roca típica del escudo de La Guayana.En El Baúl,ademas,se presentan porfiritas que frecuentemente tienen estructura melafídica y en este caso deberia tratarse de rocas erúptivas de La Quinta.Mientras que,por lo visto,la presencia de afloramientos del basamento en ambos extremos del dintel está definida,en ~~el solevantamiento del Baúl~~ la ~~cadena~~ cordillera solo hay un sitio que habla a favor del solevantamiento del basamento hasta la superficie. En la region de Yaritagua,al E de Barquisimeto,aparecen en la superficie esquistos cristalinos,intruidos por un granito, y cubiertos directamente por estratos cretáceos.Ademas,su existencia se respalda con la presencia de rocas eruptivas básicas en el área del dintel del N de Lara y de Falcón central.Pero nos parece que BUCHER se excede al suponer que las caliza de arecifes de Falcón deben su existencia a un bajo marino en el espacio del dintel.Hemos visto que los arecifes se hallan en una prominencia de la serrania eocena que no habia sido denudada del todo,pero es al menos cuestionable si a ella tambien corresponde un dintel del fundamento.Un dintel que se hallaba en movimiento ascendente hasta tiempos no muy lejanos,deberia tener, en lo demás,sus repercusiones sobre las condiciones de facies del Terciario.Ciertamante,la facies cambia de W a E,pero lo hace muy lentamente,y la influencia de un bajo con orientacion diagonal al rumbo,de todos modos no es claramente reconocible.Es cierto que los estratos del Cretáceo adoptan un caracter metamórfico sobre una línea que mas o menos va desde Matatere en Lara via de Quibor al SW de Barquisimeto hacia el borde meridional de la cordillera.Pero esta línea corta la península de Paraguaná en ángulo agudo, y tampoco es inteligible como se puede hacer responsable a un dintel del basamento de la aparicion del metamorfismo en los estratos superpuestos.

Quiero referirme brevemente a la sierra de Aroa que es conocida por la presencia de minerales de cobre y que se levanta con rumbo NE cerca del término oriental de la zona de transicion,al W del rio Yaracuy.En su pié oriental se halla cerca de San Felipe una intrusion elongada de granito biotítico,el cual ha adquirido estructura semejante a neis a causa de la fuerte influencia dinámica,pero que no ha sido examinado de cerca petrográficamente.El granito está superpuesto de una serie de rocas mas o menos metamórficas que forman las crestas de la sierra la cual tiene altitudes de 1600 m.Ella consiste en esquistos grafíticos y calcáreos,y en calizas esquistosas o banquedas,que probablemente corresponden al Cretáceo.Entre los sedimentos se intercala un esquistos verde zoisítico-anfibolítico que ademas lleva plagioclasa básica,cuarzo, epidota y diopsida;probablemente se trata de un silo o de toba hidrotermalmente, producto de alteracion de alguna roca eruptiva básica.Los minerales prevalenetemente sulfídicos de orígen hidrotermal,se presentan especialmente en la caliza,directamente debajo de los esquistos verdes.Pero es factible que se originaron en conexion con la intrusion del granito basal porque en la zona mineralizada se observaron algunos apófisis de granito.El granito,a pesar de la influencia dinámica fuerte,deberia tener una edad relativamente jóven.La sierra de Aroa está evidentemente limitada al E por una dislocacion importante que determina el terreno bajo del rio Yaracuy cubierto de material de acarreo jóven,entre el cual vuelven a surgir al E las rocas metamórficas del Cretáceo,y,prontamente debajo de ellas,las rocas cristalinas de la cadena costera.Nosotros consideramos que es posible que en esta region una falla transversal de rumbo NE corte toda la cadena y que ella sea responsable ~~del cambio~~ ~~la traslacion~~ ~~N, aunque pequeña, del núcleo de la serrania de la costa, a la cual nos referiremos luego, con respecto~~ tanto de la traslacion al N del núcleo de la serrania de La Costa, con respecto a la sierra de Mérida, a la cual nos refereriremos luego, ~~con respecto a la sierra de Mérida~~,como de un cambio ~~de rumbo~~,aunque ligero,del rumbo de la montaña;Este cambio se manifiesta principalmente en el borde

por un quiebre en el rumbo de las rocas y por una ensenada en el borde serrano de la region de Acarigua.

En un sentido mas concreto, la Cordillera del Caribe se divide de N a S en tres zonas geológicamente diferentes. La serrania de la Costa, situada en el N, consta de rocas mas o menos metamórficas o cristalinas. Los cerros de la "serrania del Interior" están constituidos de estratos en parte metamórficos, en parte inalterados del Cretáceo, entre cuyos pliegues se hallan entrelazados depósitos del Terciario en el flanco S de la serrania. El límite entre las dos serranias solamente es agudo cuando están separadas por depresiones tectónicas jóvenes, como por ejemplo la depresion del lago de Valencia y las cuencas de Cua y Caucagua. Allende de las depresiones nombradas, las dos cadenas principales están separadas por un terreno serrano intermedio de poca elevacion. La tercera zona corresponde a los Llanos al Sur de la serrania del Interior cuyo subsuelo está afectado por algunos pliegues del Terciario, ocultos en general bajo los depósitos modernos. Los Llanos representan la region subandina de la Cordillera del Caribe.

A. La serrania de la Costa de Venezuela y Trinidad

La serrania de la Costa se levanta en el N, al Este del rio Yaracuy y se puede seguir como sistema montañoso cerrado a lo largo de la costa septentrional de Venezuela central hasta el golfo de Unare; ella se yergue hasta 2800 m y solamente está interrumpida por dos valles profundamente entrecortados, situados entre Valencia y Puerto Cabello, respectivamente entre Caracas y La Guaira. La division y la determinacion de la edad cronológica de las rocas metamórficas y cristalinas que constituyen la serrania, causaron problemas especiales. El primer ensayo de subdivision fué emprendido por los geólogos venzolanos AGUERREVERE y ZULUAGA. A continuacion, este ensayo fué confirmado en lo esencial por investigadores norteamericanos mediante levantamientos cartográficos a escala mayor en los alrededores de Caracas y fué ampliado. Entre tanto, el hallazgo de contados sitios con fósiles ha aportado una base mas segura para la determinacion de la edad. Las rocas mas antiguas, que participan en la constitucion de la serrania, son neises, micacitas y granitos tectónicamente muy exigidos. Ellas surgen por primera vez en forma de macizo cerrado en la region al W del lago de Valencia, y tambien tienen participacion prevalente hacia el E en la constitucion de la serrania de la Costa que se eleva hasta 2800 m. L. RUTTEN ha investigado las rocas de las secciones geológicas en las dos carreteras que cruzan la serrania, una entre Valencia y Puerto Cabello y la otra entre Caracas y La Guaira. En la seccion Valencia-Puerto Cabello, la parte meridional que es la mayor, consta de neis granítico y ortoneis que generalmente son rocas porfídicas de color claro, con grandes fenocristales de ortoclasa y mica clara y oscura. Repetidamente se intercalan entre estos ortoneises, neises cuarzosos albíticos, y micacitas con epidota y granate. La ladera N de la serrania que decae hacia la Costa del Caribe, está formado de micacitas, compuestas de cuarzo y moscovita con epidota y zoisita. En la seccion de Caracas al N, el núcleo de la serrania está formado en la sierra de Avila por neises bimicáceos que llevan cuarzo, albita, mica clara y oscura, y que muchas veces tienen estructura de neis lenticular por contener grandes fenocristales de microclina y ortoclasa; accesoriamente se observa epidota, clinozoisita y titanita. Frecuentemente, los neises tambien se hallan franjeados por lechos de color claro que consisten esencialmente en cuarzo, ortoclasa o albita; ademas van atravesados por venas de cuarzo y aplita que aumentan hacia la profundidad, circunstancia que habla a favor de un orígen migmatítico de las

franjas. Los neises de la Peña de Mora, segun el mapa de DENGOS, forman un extenso macizo, completamente limitado por dislocaciones, ubicado en la parte oriental de la serrania de La Costa. Hacia el E, el macizo se sumerge en fallas bajo sedimentos metamórficos de diferente edad que terminan en ángulo agudo y rumbo NE en las dislocaciones marginales. Es evidente que se trata de un elemento mas antíguo, ajeno a los sedimentos, que los procesos tectónicos han intercalado en estos. Segun su carácter petrográfico, los neises de Peña de Mora corresponden perfectamente a los neises y a las micacitas que se presentan como resíduos en los neises graníticos del trayecto Valencia-Puerto Cabello. DENGO en cambio quiere explicar, al menos en parte, estos neises como el equivalente metamórfico de la serie sedimentaria de Las Brisas que conoceremos luego, a pesar de que tambien en ella, cuando los sedimentos limitan con los neises, no se reconocen transiciones algunas.

La mas antígua de las series sedimentarias, principalmente desarrollada en el ala meridional de la cadena costera, es la serie de Las Brisas. Ella se compone de micacitas cuarzosas en cuya parte inferior se interponen frecuentemente conglomerados que ceden hacia arriba a areniscas con lechos ocasionales, ricos en grafito. En los alrededores de Caracas, la serie de Las Brisas aflora en dos solevantamientos anticlinales, de los cuales el septentrional, al N de la capital, está cortado por el neis de Peña de Mora, en tanto que el meridional, separado del septentrional por un entreplegamiento de estratos mas jóvenes, se extiende desde San Pedro por las Brisas al valle de rompimiento del rio Guaire. En este sistema evidentemente aflora la parte inferior de la serie, a juzgar porque en los valles trabsversales del Guaire superior y del rio Valle, su yacente se halla expuesto en calidad de un neis granítico. Es una roca de color claro, manchada de verde, de grabo fino hasta medio, compuesta de ortoclasa, microclina, plagioclasa (albita-oligoclasa), cuarzo y moscovita, ademas accesoriamente de biotita, epidota, magnetita y apatita. Es el granito de Sebastopol. La roca se halla dinámicamente muy exigida y frecuentemente está franjeada gabarrosamente por enriquecimiento de minerales claros y oscuros; ademas va atravesada por venas de cuarzo y por hilos de clorita. De acuerdo con AGUERREVERE y ZULUAGA, DENGO considera el granito como basamento sobre el cual transgrede la serie de Las Brisas porque, en los conglomerados basales de esta, son frecuentes los rodados del granito yacente, al lado de guijos de cuarzo. En la cadena meridional, la serie de Las Brisas está distinguida por intercalaciones de rocas neisóides con feldespato. Ellas constan de microclina en calidad de pórfidoblastos en un agregado fino de cuarzo y moscovita con calcita, plagioclasa y apatita. DENGO vé en estas intercalaciones neisóides un respaldo de su opinion de una transicion de los estratos de La Brisa a los neises de Peña de Mora. Los neises microclínicos, pobres en biotita, con dolomita, que se hallan en el sistema meridional de los estratos de Las Brisas, son esencialmente diferentes de los neises franjeados y ricos en biotita del macizo de Ávila que está al Norte. Me parece que aquellos mas bien indican relaciones con el granito de Sebastópol que subyace la serie de Las Brisas.

En la serie de Caracas, establecida por AGUERREVERE y ZULUAGA, que está encima de la serie de Las Brisas, se distinguen tres grupos de estratos. El mas antíguo comprende las calizas de Antimano que son intercalaciones lenticulares que se hallan localmente en el límite entre las series de Las Brisas y de Caracas. La porcion principal ha sido denominada ahora por DENGO grupo de Mercedes. Ella consta de esquistos calcáreos amarillo-verdosos o rojizos y de calizas de planchas que llevan sobre todo en la parte superior intercalaciones de caliza, por ejemplo en Los Colorados, que están compuestas de calcita no cristalizada, con mucha moscovita, clorita y grafito. Tambien los esquistos se vuelven grafíticos y oscuros

hacia arriba. y se vuelven oscuros. En los esquistos grafíticos abundan las vetas de cuarzo, puestas generalmente en forma de camadas. En el Sur, la parte superior está destacada por interposiciones de conglomerados. Este conglomerado, llamado de Charavalle es un conglomerado de cuarzo con cemento cuarzoso que fué puesto por AGUERREVERE en la base de la serie más jóven de Villa de Cura. Los estratos de Las Mercedes llenan los sinclinales entre los dos solevantamientos de la serie de Las Brisas. En el ala N del mas septentrional, ellos llegan hasta la costa, y a ellos DENGO incluye las micacitas calcíticas que se perciben hacia lo largo de la costa, hacia La Guaira y el pié del macizo néisico de La Peña de Mora, del cual están separados por fallas. Solamente en este sistema Norte, aparecen los estratos de Tacagua encima de DENGO encima de los estratos de Las Mercedes. Son esquistos sericíticos y epidóticos verde claros que aparentemente proceden de tobas volcánicas. Segun SMITH, estas rocas probablemente son idénticas con las de la parte media de la serie de Paracotos que se superpone al Sur de la cadena costera sobre los estratos de Las Mercedes.

La serie Paracotos comprende la parte principal de los estratos de Villa de Cura de AGUERREVERE y ZULUAGA. Segun SMITH, la parte inferior consta de esquistos verdes filíticos, formados mayormente de cuarzo y clorita y, accesoriamente, por de zirconio, zoisita, granate y turmalina. Localmente hay entre los esquistos lechos de caliza; el límite superior del grupo de estratos está marcado por un microconglomerado de fragmentos de piedra candela. Es característica para la parte media de los estratos de Paracotos es típica la piedra candela densa o franjeada; la epidota y la clorita le dan un color verde. La parte más superior de la serie finalmente está compuesta de grauvacas silificadas, calizas y conglomerados cuyos guijos constan de piedra candela y cuarcita.

Atendamos a continuacion la determinacion de la edad de las series rocosas descritas cuyo metamorfismo aumenta progresivamente con la edad. Segun se dijo, en los años recientes se han encontrado fósiles en algunos sitios que hacen posible una determinacion mas precisa de la edad de los grupos de estratos. Al E de Caracas, WOLCOTT encontró en un afluente de la quebrada Guarenas, a 3,2 km al E de Guatire, sobre la via de Caracas a Caucagua, rodados de una caliza poco metamórfica, gris oscura, que dejan reconocer numerosos cortes de bivalvas y gastrópodos. Hasta donde los ejemplares extraidos pudieron ser determinados, ellos apuntan hacia el Jurásico Superior o el Cretáceo Inferior. Las calizas estan asociadas in sitio en la garganta con esquistos oscuros, grafíticos con micacitas grises y areniscas cuarcíticas. Al W de Caracas, afloran calizas oscuras semejantes in situ sobre la carretera Maracai-Valencia, cerca de Los Morros y en la proximidad de la via. Puede ser esta la localidad de la cual alguna vez se han descrito fósiles ordovicianos que, se supo posteriormente, provenian de Norteamérica. En muestras de esta caliza pude reconocer tambien, en cortes pulidos, perfiles de moluscos, pero no fué posible identificar los fósiles para la determinacion de la edad y establecimiento de su posicion estratigráfica. Yo quisiera interpretarlas como equivalentes de la caliza de Antimano, mientras que DENGO prefiere paralelizarlas con intercalaciones calcáreas de los estratos de Las Brisas, cerca de Zenda. Para la determinacion de la edad son mucho mas valiosos los foraminíferos que DUSENBURY logro encontrar en una caliza gris del grupo de Las Mercedes en la quebrada Yaguapa, entre Capaya y Caucagua, porque indican el Turoniano. Finalmente, tambien los foraminíferos que RENZ determinó de un guijo de conglomerado de la parte alta de la serie de Paracotos hablan a favor de la participacion de Cretáceo Superior alto, a base de la presencia de Globotruncana. Como de este modo está asegurada la edad neocretácea de las serie de Paracotos y Las Mercedes, se podrá considerar que la caliza de Antimano de la base de la serie de Las Mercedes pertenzca al Cretáceo Inferior y sea un

equivalente de la caliza de Cogollo en Venezuela occidental y de la caliza de Caripe en Venezuela oriental. En cuanto a la serie de Las Brisas que está constituida por sedimentos mas clásticos, habría que pensar en una representación del Mesozóico Inferior (Series de Barranquín y La Quinta). Como fué sustanciado atrás, nosotros no solamente consideramos el granito de Sebastopol, sino tambien el neis de Peña de Moras y los granitos intruidos en este neis al Norte del lago de Valencia, como partes del Basamento premesozóico. Tambien ciertas rocas mas fuertemente metamórficas y esquistoseadas, como las micacitas de la falda N de la serrania de la Costa en la region de Puerto Cabello, pueden ser paleozóicas.

Pasemos todavia revista a las rocas eruptivas que penetraron en los sedimentos mesozóicos y que en parte tienen caracter fuertemente metamórfico como las descritas arriba. En lo que respecta a las rocas básicas, DENGO diferencia entre tipos metamórficos básicos y tipos ultrabásicos. Entre las primeras, se trata de anfibolitas con granate y ~~otros~~ zoisita que ademas contienen epidota y omfacita. Eclogitas legítimas, en que el granate y la omfacita han sido sustituidos mayormente por glaucofana, no se han encontrado. Tambien existen rocas en que la anfibolita está mayormente sustituida por glaucofana, y estas han sido descritas por SCHURMANN. Las anfibolitas están restringidas a la parte septentrional de la region investigada de cerca, y se hallan en la forma de intercalaciones alargadas en los neises de Peña de Mora, como tambien en las series de Las Brisas y Las Mercedes. El segundo grupo de rocas básicas se compone de serpentinas que se presentan ~~en distribucion~~ distribuidas sin regla fija y tambien como lechos en todas las rocas que participan en la constitucion de la serrania de la Costa. Intrusiones de diorita hornblendica con cuarzo dentro de los estratos de Paracotos, se hallan hacia el Sur, en Chavallare y Tiara. Como secuelas de estas intrusiones son consideradas por SMITH los silos y filones de granito alcalino que aparecen en la diorita y en los sedimentos adyacentes.

Si ahora tratamos de dar una vision general de la construccion tectónica de la serrania de la Costa, estamos constringidos enteramente a las primeras interpretaciones de DENGO y SMITH (fig. 55). Primeramente, en lo que respecta a la constitucion por pliegues, ya anotamos que en la region investigada mas de cerca, se distinguen dos anticlinales mayores formados de los estratos de Las Brisas, entre los cuales el septentrional termina en ángulo agudo contra el macizo de Peña de Mora que se sumerge al W y junto con el cual forma la propia cadena costera. El sinclinal que separa los dos anticlinales mayores está compuesto de estratos de Las Mercedes y se levanta hacia el W, en San Pedro; ~~mientras que~~ ya extinguese al E, entre Caracas y Guarenas, ~~tambien~~ está cortado por el macizo néisico. Dentro de estos elementos mayores de pliegues, los estratos, y en especial la alternancia de esquistos margosos y de calizas en los estratos de La Mercedes, acusan ~~todavia~~ un plegamiento especial muy intenso. Aún, varios indicios nos parecen hablar en favor de que el plegamiento especial es mas complicado de lo que se expresa en los mapas y secciones geológicos de los referidos autores. Todos los contactos entre los diferentes grupos de estratos parecen ser anormales. Entre otros, apunta a esta particularidad la presentacion completamente irregular de la caliza de Antimano en el límite entre los estratos de Las Brisas y Las Mercedes. En los flancos del anticlinal septentrional, la caliza solo aparece cerca de su término oriental en calidad de una banda ~~de caliza~~ contínua, de espesor variable. En los bordes del anticlinal meridional ella solo adquiere espesor apreciable en el Occidente, sobre el flanco S, mientras que mas hacia el E y en el flanco N se presenta muy esporádicamente en algunos afloramientos de escaso espesor. Ademas, los lentes de anfibolita de Las Mercedes que estan dispuestas conforme al rumbo, y los yacimientos dispersos de pequeños

~~caliza~~

caliza del extremo E del anticlinal mayor septentrional de la serie de Las Brisas, podrian interpretarse como escamamientos o entreplegamientos de rocas extrañas a estos complejos de estratos.

Entre las dislocaciones predominan las fallas de rumbo con orientacion ENE, a lo largo de las cuales tuvieron lugar traslaciones verticales o transversales; estas fallas se pueden seguir sobre gran distancia y se presentan sobre todo en el S, en la serrania baja que se interpone entre la cadena costera en el N y la serrania del Interior en el S. Al lado de las dislocaciones aludidas se observan fracturas de rumbo NW, mientras que las fallas transversales apenas desempeñan algun papel importante. En el borde W de la depresion de Cúa-Ocumare, o sea en la parte SE del terreno investigado de cerca, recorrida por el rio Tuy, que está formada de depósitos terrestres del Terciario y del Cuaternario, se manifiestan dos sistemas de fracturas diagonales. Ellos se cruzan con ángulo agudo y determinan el hundimiento de la gleba que queda en el ángulo. La márgen meridional del macizo de Peña de Mora ha sido causado por una zona de dislocacion cuya falla principal tiene rumbo E-W en el E, pero que cambia al NW al Oeste de Caracas hasta el término del macizo. De esta dislocacion se ramifican varias fracturas secundarias que tambien tienen rumbo prevalente NW y adquieren una trayectoria algo curva, y que se restringen a la parte marginal. En nuestro concepto, tales fracturas han sido determinadas por la presion alzadora del macizo que es mayor hacia el E. Las dislocaciones de la parte N y del borde N, en cambio corren paralelas, en lo esencial, conforme a la margen costera y pueden guardar relacion con su creacion. En la dislocacion marginal, al SW de La Guaira, un silo de serpentina comprendido dentro del neis, está sobrescurrido a la gleba de esquistos de Las Mercedes, conservada en el pié del macizo. A esta gleba está antepuesta otra en los alrededores de Cabo Blanco que consta de depósitos terciarios y cuaternarios. Aquellos buzan con un ángulo de 55° al S, segun KEHRER, y tienen edad miocena media de acuerdo con la fauna de moluscos y foraminíferos. En ambos casos se trata de depósitos de playa que indican una preformacion temprana de la fractura costera y movimientos oscilatorios en las dislocaciones motivadoras. A causa de los movimientos ascendentes de la serrania de la Costa durante el Terciario, una gleba de la playa miocena fué elevada y invertida al Sur. Durante el Pleistoceno, la gleba terciaria, parcialmente denudada, fué sumergida bajo el nivel del mar, de modo que podia constituirse un depósito de playa, sobrepuesto y en parte arrimado a los estratos terciarios. Mientras que las fallas del N de la cadena de la Costa buzan con alto grado al Sur, en el terreno estudiado por SMITH en el S buzan al N, con sobrescurrmiento al S. En la region al N de Tiara, aún se encuentra una sobrescurrimiento mayor y poco inclinado dentro de la serie de Paracotos, al N de la mencionada intrusion de diorita hornbléndica. Volveremos ahora a los procesos orogénicos, causantes de la estructura tectónica descrita de la serrania de la Costa, en una observacion resumida final y despues de haber conocido las demas partes de la Cordillera del Caribe.

La cadena costera de Venezuela central termina en la fractura que sufre la costa en el Golfo de Unare que avanza vastamente hacia dentro de la tierra firme. Desde que las diferentes zonas de rocas tienen, segun vimos, rumbo ENE, mientras que la costa Caribe de Venezuela corre de E a W, no podemos esperar que la continuacion del núcleo cristalino de la cadena, formado por los neises de Peña de Mora, se halle en la tierra firme de Venezuela oriental, sino únicamente en las islas que se anteponen a la costa N. La baja isla de Tortuga, situada en la parte N del golfo de Unare, consiste en caliza coralina jóven y está muy poco alzada sobre el nivel del mar. Es de presumir que esta caliza esté sentada en un zócalo de rocas mas antiguas de la serrania de la Costa. Este zócalo no vuelve a aflorar sino mas al E, en la isla Margarita, que consta de dos partes, cada una con un

núcleo de rocas cristalinas y metamórficas, unidas por un pasadizo terrestre angosto con depósitos marinos modernos. En esta unión, la irrupcion del mar desde el S, formó una laguna prolongada, separada por un Lomo y la playa de la ensenada situada entre los dós núcleos de la isla. Solamente la parte oriental ha sido estudiada con mas detalle y por L. RUTTEN, y mas recientemente por HESS y MAXWELL. Las rocas que constituyen la isla, se dividen en un grupo mas, y otro menos metamórfico. Aquel se compone sobre todo de neises cuarzosos albíticos con moscovita o biotita, y granate, clorita o clinozoisita como minerales prevalentes. Al lado de ellos hay esquistos cloríticos con cuarzo, moscovita, albita, granate o zoisita; ademas se hallaron en la parte N de la isla neises cuarzosos ricos en hornblenda y esquistos verdes que generalmente contienen clinozoisita, zoisita, epidota y rutilo. Estas rocas forman el sector noroeste de la cadena, situada en la parte oriental y principal de la isla; muy probablemente, participan de manera importante en la constitucion del macizo de Macanao, en el sector occidental de la isla. Como en el caso de los neises de Peña de Mora, las consideramos como basamento premesozóico en cuya composicion en una proporcion considerable sinembargo participan, al lado de neises albíticos cuarzosos albíticos, tambien esquistos cristalinos.

En este grupo de rocas, altamente metamórfico, aparecen numerosas, pero poco extendidas intrusiones ultrabásicas. Las serpentinas constan vastamente de antigorita con residuos de nefelina, y en menor grado de seudomorfosis de bastita segun piroxenos. Los cerros de San Jorge, con 1000 m de altitud, se hallan en la parte media de la isla y estan formados por un depósito de serpentina que buza con 45° al SE y tiene un espesor de 300 m.

Al grupo menos metamórfico de Los Robles incluyen HESS y MAXWELL los esquistos sericíticos que contienen en parte cuarzo, en parte calcita, esquistos sericíticos grafíticos y areniscas micáceas, rocas a las cuales se intercalan fajas de mármol cuyos bancos estan separados por lechos de clorita. Este grupo de rocas sigue a la anterior en una zona mas o menos ancha del S y SE de la isla que sale a la costa oriental. Dentro de él se halla una intrusion expandida de granito porfídico que es por la prescencia de cristales de plagioclasa; pero no lleva sino muy pocos cristales oscuros, transformados en epidota, actinolita o clorita. En la costa SE de la isla, las rocas de la serie de Robles vuelven a emergir en la peninsula de Morro Moreno. El Morro mismo está formado de una intrusion que se parece a gabbro y que consta de feldespatos saussuritizados y de augita. La estructura de la roca es néisica y ella ha transformado, en la zona de contacto, los esquistos sericíticos circundantes en cornubianita epidótica-actinolítica. En los esquistos sericíticos todavia hay una pequeña intrusion de serpentina y esta es la única que se ha encontrado en la serie de Robles. Es tentador considerar la serie de rocas como Mesozóico metamórfico; a causa de las intercalaciones de mármol podria tratarse en parte de equivalentes de los estratos de Las Mercedes de la cadena costera de la tierra firme.

En las partes S y SE de la isla Margarita, se conservan en la costa depósitos del Eoceno. Tierra adento de Morro Moreno, ellos forman un sinclinal suave que se pone en discordancia sobre las rocas del grupo de Robles. Segun GONZALEZ DE JUANA, están compuestos de esquistos, areniscas y calizas de placas que contienen una fauna de foraminiferos del Eoceno Superior, con Discocyclina, Lepidocyclina y pequeñas Camerinas. Entre los estratos basales y aún mas arriba, se intercalan conglomerados gruesos, compuestos no solo de rodados de rocas antiguas de la isla sino tambien de piedra candela, radiolarita, meláfido porfirítico y diorita cuarzosa. Segun L. RUTTEN, estas rocas se derivan de las islas

que se anteponen mas al W a la costa de Venezuela. Los conglomerados nos denuncian que las partes antiguas de la isla estuvieron sometidas a un levantamiento notable y a la erosion. Es posible que la Venericardia planicosta mencionada por la Sta. Maury de Margarita, se derive de calizas paleocenas, que, lo mismo que en Trinidad, solo se hallan en forma de bloques en los conglomerados eocenos. Si estas condiciones se confirmaran, tendriamos en la isla Margarita un plegamiento del Eoceno Superior Inferior, como sucede en Venezuela oriental y en Trinidad. Los depósitos del Eoceno Superior fueron plegados mas tarde por el orogénesis del Terciario Superior. Tanto en el Eoceno como en el grupo de Los Robles, se observaron algunos diques de basalto.

En tanto ningun depósito oligoceno se conoce de la isla Margarita, y los miocenos solo se conservan en algunos restos erosivos que yacen sobre el Eoceno de la costa Sur, segun González de Juana se perforaron en la isla de Cubagua, antepuesta hacia el Sur, todos los tres pisos del Terciario, con un gtueso de 1200 m. Ellos se dividen asi:

Mioceno: Arenas con lechos de caliza glauconitica-arenosa que contiene moluscos marinos;
Oligoceno: Aricillas manchadas abigarradas de probable origen terrestre;
Eoceno: Como en la isla Margarita.

El espesor grande del Terciario solamente se puede explicar como efecto de un hundimiento en forma de graben entre la isla Margarita y la peninsula de Araya de la tierra firme de Venezuela oriental, foso que fué preformado ya en el Eoceno. Durante el Oligoceno el movimiento descendente se detuvo pasajeramente y el foso quedó en seco, depositándose productos de meteorizacion terretre. En el Mioceno, el hundimiento prosiguió dando lugar a otra ingresion del mar y a la deposicion de potentes sedimentos marinos, pero la sedimentacion sobrepasó poco a poco el monto del hundimiento. Durante el Pleistoceno, la isla formó un bajo que fué colonizado por corales. En el tiempo postpleistoceno, el crecimiento coralino compensó el ascenso del nivel marino, y se formó una masa de caliza de corales que fué alzada con los fragmentos y levantada por movimientos muy jóvenes y formó así la actual isla. La falla marginal meridional del foso pasa evidentemente por la isla Coche que está mas al Oeste y cuya parte septentrional llana consta igualmente de caliza cristalina, en tanto que en el SE de la isla hay cuarcitas sericíticas cerca de la costa, análogas a las que existen en el Morro de Chacopota de la tierra firme venezolana. La isla Margarita está puesta un poco al Norte del borde septentrional del foso de Cubagua; ella ya sobresalia como isla durante el Terciario, de manera que los mares terciarios pudieron transgredir solamente sobre su márgen meridional. En el Postpleistoceno, ella tambien fue levantada, pero el levantamiento fué diferente en las dos partes de la isla. Segun HUMELINCK, los depósitos jóvenes detríticos y marinos de la costa Sur se levantan hasta 200 m cerca en las rocas cristalinas del macizo de Macanao que forma el núcleo de la parte occidental de la isla.

Volvamos ahora al continente y observemos la extension de las rocas metamórficas de Venezuela central hacia la serrania de la Costa de Venezuela oriental y del Norte de Trinidad. Sensiblemente, de esta serrania no se dispone de investigaciones especificas, y sobre todo del sector de la serrania costera de Venezuela oriental se tiene poco conocimiento geológico. Esta constituye en el W la peninsula de Araya que separa el golfo de Cariaco del continente en Venezuela; luego la serrania está unida a la serrania del Interior sobre aproximadamente un tercio de su longi-

tud. Este puente terrestre está formado por un terreno alomado bajo, como sucede en El Pilar, donde el límite entre ambas serranías es ~~vuelve~~ tan desvanecido como en Venezuela central. Hacia el E, el ramal costero continúa luego hacia la península de Paria que forma el término del golfo del mismo nombre ubicado entre Venezuela y Trinidad. Una de las observaciones aseguradas de la serranía en su longitud de 270 km, es la presencia de las mismas cuarcitas sericíticas que fueron descritas por L. RUITEN de la isla Coche, y que afloran en el Morro de Chacopota de la península de Araya, habiendo (a poca distancia) hacia tierra adentro micacita y serpentina en Manglillo. L. RUITEN es de opinon que en el caso de las cuarcitas muy bien puede tratarse de la Arenisca algo metamórfica de Barranquin del Cretáceo basal. Algo mas al Este, en el puerto de Carúpano, SIEVERS observó esquistos arcillosos amarillosos o gris verdosos, con venas de cuarzo, y potentes intercalaciones de caliza en el cerro Arco. Apenas puede caber duda de que las hemos aquí con equivalentes de la serie de Las Mercedes de Venezuela central. Mas tierra adentro, segun HEDBERG, sinembargo se pueden haber volvieron otra vez esquistos filíticos, en parte de color rojo, y que hacen contacto en El Pilar, a lo largo de una falla, con estratos cretáceos no metamórficos de la serranía del Interior. Como segun estas observaciones las rocas metamórficas mesozóicas tienen participacion esencial en la constitucion de la serranía costera, no pareció muy digna de crédito la informacion de WALL y SAWKINS de 1860, de que existen neises en la punta oriental de la península de Paria. Ultimamente, KUGLER (1953) tuvo ocasion de visitar algunos lugares de la costa Sur de la península de Paria y de confirmar plenamente su constitucion por rocas cristalinas. Segun este autor, la punta de la península que avanza al NE en Punta de Las Peñas, consiste en un neis lenticular rojizo, con intercalacion de esquisto clorítico verdoso. Hacia el SW y W se superponen esquistos cuarzosos-micáceos verdosos, a los cuales siguen sericitas filitas sericíticas y calizas pardas de placas en la costa Sur de la isla. En este complejo de estratos se encuentran lentes de rauvaca, y yeso macizo, el cual se explota. Posiblemente, este complejo de estratos es un equivalente de los estratos eomesozóicos de Hato Viejo y Carrizal que se encontr las perforaciones encontraron en los Llanos debajo del Cretáceo. En todo caso el complejo corresponde a los estratos de Maraval de SUTER que forman el extremo W de la cadena septentrional de Trinidad, y se componen de filitas, esquistos calcáreos y calizas de placas, entre los cuales tambien se observaron lechos de yeso en varios sitios. Tambien las islas de Dragon Mouth del estrecho marino de Dragon Mouth, vecinas a la costa de Trinidad y que hacen el enlace con la península de Paria, están compuestas de estos estratos. La continuacion del neis que ha de formar tambien ahí el yacente de los sedimentos mesozóicos menos metamórficos, evidentemente se halla sumida mas al Norte en el mar a causa de fallas transversales que tambien han determinado la formacion del estrecho y de las islas. Delante de la costa Sur del promontorio producido por la cadena septentrional en la isla de Trinidad, en direccion occidental, hay una serie de islas que, así como la Punta Gourde que avanza hacia el Sur, estan constituidas de calizas. La caliza se prolonga al E a la propia isla de Trinidad donde se le explota al E de Puerto España en la cantera de Laventille. La caliza gris azul, arenosa, contiene algunas conchas (Pteromya?) de hábito mesozóico. Segun KUGLER, el laventille está separado por filitas sericíticas de la caliza de Picton, bien estratificada, localmente oolítica en que TRECHMANN halló pequeñas Nerineas de hábito jurásico. La faja de calizas tambien pudo ser comprobada por KUGLER en el lado venezolano del golfo de Paria, en la isla de Patos, al SE de la punta oriental de la península de Paria. La isla consta de un anticlinal asimétrico de la caliza Picton que traspasa hacia arriba en una brecha calcárea con componentes de la caliza de Laventille y de los estratos de Marval.

Las parte central y oriental de la cadena septentrional, segun investigaciones mas recientes de BARR, acerca de las cuales informa KUGLER, parecen constar de formaciones mesozoicas jóvenes. BARR todavia establece seis nuevas formaciones, de modo que KUGLER llega con la caliza de Laventille y con los estratos de Marval y de Maracas a 9 unidades estratigráficas del Mesozóico que participan en la constitucion de la cadena septentrional y que, sedimentos, adquieren el enorme espesor de 16.770 m. Sinembargo no damos credito a que todas estas series de estratos se sucedan como deposicion normal sino que se trate en parte de equivalentes de facies, en parte de repeticion por complicaciones tectónicas. Si bien no, podemos conformarnos del todo con las determinaciones de edad por BARR, le corresponde en todo caso el merito de haber contribuido decisivamente a la subdivision estratigráfica del complejo por medio de abundantes hallazgos de fósiles. En un complejo de rocas que fué considerado durante decenios como formado de esquistos metamórficos estériles en fósiles. Los siguientes pisos del Mesozoico Superior que pueden estar confirmados ahora por hallazgos de fósiles: según los siguientes al tithoniano pertenece la caliza de Cuare del Hollis Water Reservoir con Perisphinctes transitorius (I, pg. 585); es posible que las filitas calcáreas con apticos que BARR halló al Sur de la península de Cumaná, deben encuadrarse aqui tambien. Las areniscas y los conglomerados de la formacion de Grande Riviere las interpretamos como un equivalente de los estratos terrestres de Barranquin de Venezuela oriental, y no parece imposible que tambien las areniscas correspondan tengan su emplazamiento aqui. La edad del Barremiano Inferior de las calizas y filitas calcáreas de la formación de Cumaná está concretada por una fauna rica de pequeñas amonitas (Pulchellia, Nicklesia, Barremites, Ancyloceras y otros) que BARR halló en las filitas calcáreas. La presencia del Urgoniano está confirmada por corales, pero en lo relativo a los rudistos, realmente en realidad se trata de Caprinidos; estos remiten con seguridad al cenomaniano, como es el caso en la cadena central de Trinidad y en Venezuela oriental. Luego no hay razon de dudar de la edad neocretácea exigida que por TRECHMANN dió a los estratos con esponjas. Las formaciones mas jóvenes de la cadena septentrional son las lavas augito-andesiticas, aglomerados y tobas de Sans Souci, las cuales, como las rocas eruptivas semejantes de la serie de Tiara de Venezuela central, tienen edad eocena (pg. 204). De todas maneras se desprende de estas investigaciones recientes que los estratos cretáceos que constituyen principalmente la cadena septentrional ofrecen un desarrollo semejante al de la sierra del Interior de Venezuela oriental, aun cuando son en parte mas decididamente metamórficos. En toda la cadena septentrional reina plegamiento isoclinal, con inversion al N, la cual puede haber sido producida por un movimiento de gozne de la gleba montañosa entera.

Todavia mas avanzada al Norte, que la punta NE de la isla de Trinidad, está la isla de Tobago, situada en el Atlántico y al NE de Trinidad. Sobre su constitucion geológica estamos bien informados por MAXWELL. Participan preferentemente en su composicion rocas metamórficas, pero ellas no solo son mas metamórficas que las rocas de Trinidad sino que en ellas se presentan extensas intrusiones de rocas eruptivas ácidas y básicas. Las rocas mas antiguas que en Tobago asoman a la superficie, son los esquistos sericíticos gris plateados de la Main Ridge en el N de la isla. A ellos se intercalan cuarcitas grises y hacia arriba, en proporcion creciente, esquistos verdes. Los estratos forman un anticlinorio que se sumerge hacia el W y el NE, y que tiene un plegamiento especial muy acentuado cuyos pliegues están invertidos al N o NW. Está rodeados por un manto de esquistos verdes que contienen cuarcitas y micacitas de poco espesor. Las cuarcitas se compónen de albita, epidota, actinolita, y clorita con o sin cuarzo

clorita, con o sin cuarzo, y se formaron de material metavolcánico. Como miembro mas jóven de la serie sedimentaria metamórfica, se hallan en micacitas claras eh el terreno sinclinal de Mt. Dillon, sobre la costa Sur, micacitas claras, cuarcitas franjeadas, léchos siliceos y esquistos grafíticos. MAXWELL compara los esquistos sericíticos de Main Ridge con los esquistos menos metamórficos de la isla Margarita y de la cadena séptentrional de Trinidad. En esta relacion hay que advertir que los esquistos de estas islas contienen numerosas intercalaciones de calizas que no se conocen en Tobago. Mas bien se pueden comparar los esquistos verdes con las rocas cretáceas de origen volcánico que estan en Curazao las islas de Bonaire y Curazao, e interpretar las como sus productos metamórficos. Son mas recientes que los esquistos, pero mas antiguos que las intrusiones de diorita a las cuales nos referiremos luego, los cuerpos intrusivos relativamente pequeños de peridotita y de piroxenita que se hallan en el limite esquisto-diorita. Tan solo despues del plegamiento de los esquistos y rocas verdes, se formó una serie volcánica, potente y efusiva, cuya produccion comenzó con lavas dacíticas para continuar con material augito-andesítico y basáltico de caracter piroclástico y volver a terminar con lavas dacíticas. Dentro de la serie eruptiva penetró un plutón extenso de diorita que recorre la isla de SW a NE. Tanto en los esquistos como en las rocas mas antiguas de la serie, se observaron alteraciones de contacto, que no afectan a excepción de las dacitas jóvenes porque estas no entran en contacto con las dioritas. MAXWELL está inclinado a considerar estas lavas dacíticas como mas jóvenes que la intrusion. Solamente en el Mioceno, vuelve a presentarse en la parte SW de la isla una transgresion que depositó arenas conchíferas y arcillas de Balanus. En la base de estos estratos tambien se han encontrado Orbitóides marinos redepositados que pueden provenir de una intercalacion marina en la serie eruptiva.

La isla Tobago todavia pertenece a la Cordillera Caribe, pero presumiblemente ya a la zona metamórfica del flanco Norte. Los sedimentos de Mount Dillon recuerdan los de la serie neocretácea de Paracotos de Venezuela central donde igualmente hay intrusiones de rocas ultrabásicas y dioriticas. Ademas, la serie de Paracotos está superpuesta por una serie eruptiva augito-andesítica y basáltica que tiene desarrollo complicado frecuentemente; ella ha alterado por contacto los sedimentos eocenos. Esta serie del Terciario Inferior tambien está indicada en Trinidad en la cordillera N, y se halla desarrollada en las islas septentrionales exteriores, no volcánicas de las Antillas Menores.

B. La serrania del Interior de Venezuela central y oriental

La serrania del Interior se levanta al E del rio Cojedes que fluye desde la region de Barquisimeto con rumbo Sur hacia los Llanos; pero tan solo en la region de Valencia, ella está claramente separada de la cadena costera por la planicie alta en que está el lago de Valencia. Estratos con moluscos y diatomeas límnicos en el suelo de las vecindades del lago, como tambien terrazas de los mismos estratos que hay en el borde y que se levantan algunos metros sobre el actual nivel del lago, anuncian una mayor extension anterior y un nivel mas alto de su espejo. El nivel probablemente estaba sujeto a oscilaciones pleistocenas considerables. Investigaciones mas detenidas han de demostrar si, en tiempos históricos, el lago tuvo desagüe por el rio Paito hacia el Orinoco. La

serrania del Interior primeramente está formada en el W por estratos metamórficos; el grado de metamorfismo no disminuye sino en la márgen S de la serrania, razon por la cual es posible distinguir en la region de San Cárlos entre plegamientos WSW-ENE de Terciario en Cretáceo, que están cortados mas al E, en Tinaco, en ángulo agudo por una intrusion mayor de un pórfido granitico con diferenciaciones cuarzo-dioríticas oscuras. En la intrusion y en su borde S aparecen glebas de anfibolita, cruzadas por filones de aplita. Mas al N, en afloramientos del rio Tinaco, siguen esquistos cristalinos, migmatíticamente inyectados y mas allá calizas cristalinas con gabarros de cuarzo. Tambien en la region de Tinaquillo hay una vasta exposicion de rocas fuertemente metamórficas, como neises, esquistos hornbléndicos y biotíticos que alternan repetidamente con esquistos calcáreos y esquistos grafíticos (con lidita), y con cuarcitas. A estas rocas penetran al W de Tinaquillo intrusiones extensas de norita y peridotita, la última transformada en serpentina y cruzada por asbesto en las grietas. Estos yacimientos explotables de asbesto han sido descritos por AGUERREVERE, ZULUAGA y TELLO. Tambien afloran rocas cristalinas en la ribera S del lago de Valencia, sobre todo en la peninsula cerca de Magdaleno proyectada profundamente adentro del lago. ~~Nos parece muy prometedora una investigacion~~ Para la definicion de la relacion entre los sedimentos metamórficos mesozóicos y las rocas cristalinas, nos parece ser muy prometedor proceder a una investigacion detenida de la region al W y SW del lago.

Las elevaciones al Sur del lago Valencia que se alzan hasta 1800 m, estan constituidas por la serie eruptiva de Tiara a la cual nos referiremos adelante. En el flanco S de la serrania se presentan estratos del Cretáceo y Terciario que solo son ligeramente metamórficos y que fueron investigados mas al E ~~por~~ en el sector de la Alta Gracia de Orituco de la serrania por EVANOFF, en la márgen del ~~Alta~~ Gracia de Orituco de la serrania. Los estratos mas antiguos son calizas arenosas con Caprinidos del Cenomaniano que EVANOFF confundió con las calizas de Requienia de la serie infracretácea de El Cantil de Venezuela oriental. Dichas calizas solo se conocen por afloramientos en la gleba de sobrescurrimiento del cerro El Peñon, al SE de Alta Gracia, Los esquistos arcillosos negros con geodas calcáreas y algunos lechos delgados de arenisca que siguen encima, contienen inceramos y amonitas del Turoniano y corresponden a los estratos de Querecual de Venezuela oriental. Cerca de El Peñon se encontraron restos de un Plesiosaurus que fueron descritos por COLBERT. La parte alta del Cretáceo Superior está representada por la serie de Paracotos que se describió atrás, en relacion con la serrania de la Costa. Ella está desarrollada principalmente en el flanco N de la serrania donde forma una gran zona sinclinal que recorre toda la serrania y cuyo flanco S está mayormente cubierto por la serie eruptiva de Tiara. Es probable que a la serie de Paracotos pertenezcan areniscas duras, grises, con lechos de conglomerados e intercalaciones débiles de esquistos, que constituyen la sierra del Maestro en el lado S de la serrania de la serrania del Interior al N de San Francisco de Orituco. La cadena cretácea que se estrecha fuertemente hacia el E, termina en el Morro de Unare del rio Unare, al N de Clarines. Con base en la determinacion de los fósiles colectados por KARSTEN en este sitio, DIETRICH pudo comprobar la existencia de una seccion casi completa del Cretáceo en el Morro de Unare. Debajo del Cretáceo Superior, el Inferior está representado por calizas con Exogyras grandes (serie El Cantil). Al E del rio Unare, parece que solo únicamente el Cretáceo Inferior aflora otra vez en el Morro de Piritú; mas al Oriente, la serrania del Interior está completamente totalmente interrumpida por la depresion de Unare formada por estratos terciarios.

Los estratos terciarios ~~que~~ del pié meridional de la serrania, incluidos en su constitucion, corresponden ante todo al Paleoceno y Eoceno. El Paleoceno (Macaire) consiste en esquistos gris pardos que meteorizan con color pardo rojo, y en areniscas blancas o grises. A estos estratos se intercalan localmente lentes gruesos de calizas organogénicas de arecife que la erosion ha descortezado de los estratos erguidos de la márgen serrana y que ahora forman los morros prominentes ~~empinados~~ de San Juan, San Sebastian y San Francisco de Macaire. Las calizas estan compuestas principalmente de algas calcáreas, corales y acumulacion de Orbitóides y Numulitas. Conforme al exámen de CAUDRY, las Camerinidae y Discocyclinas determinan la edad de los estratos mas altos como Paleoceno, pero segun PFENDER, la presencia de ~~ARCHAEO~~ Archaeolithothamnium, Actinactis y Lepidorbitódes hacen probable que la formacion de arecifes ya se inició al final del Cretáceo. Encima del Paleoceno evidentemente hay un vació análogo al de Venezuela oriental y Trinidad; este hiato de Tenemure comprende el Eoceno Inferior y Medio, porque los estratos que siguen en edad al Paleoceno y están compuestos de una alternancia de esquistos y areniscas, contienen calizas de Orbitóides caracterizadas por la fauna de Lepidocyclina y Discocyclina que determinan el Eoceno Superior. En San Juan de Los Morros, SCHÜRMANN pudo comprobar que este Eoceno está atravesado por porfiritas augíticas que han alterado los estratos de contacto en ~~corneana~~ roca prehnítica-cloritóide-zoisítica. Las porfiritas augiticas pertenecen a la serie eruptiva de Tiara que forma las partes mas altas de la sierra del Interior de Venezuela central y que se extiende como zona compacta por toda la serrania hasta la region de la ensenada de Unare. Tambien SMITH considera que las eruptivas de Tiara son mas jóvenes que la serie de Paracotos del Cretáceo Superior y que sus rocas mas bajas, y de grano grueso correspondan a gabbros y las superiores, mas finas, a basaltos; ambas rocas consta de plagioclasa, augita offídica y olivina, esta generalmente sustituida por tremolita-anfibol y, o serpentinizada. Localamente, se intercalan en las lavas formaciones sedimentarias de aglomerados brecciosos, tobas y areniscas. Ellas y la fuerte transformacion hidrotermal de las rocas hacen probable una generacion de la serie eruptiva en ambiente marino. La colocacion encima de la serie de Paracotos del Cretáceo Superior y las observaciones de SCHÜRMANN definen ~~xxxxx~~ como Eoceno Superior su límite mas temprano de edad; con esto coincide tambien que hayan sido dinámicamente poco afectados ~~exigidas~~.

Sobre las relaciones estratigráficas de las formaciones de la serrania del Interior no existen sino pocas observaciones ~~mas~~ más que atienden a los pormenores. Por el borde S de la serrania, ~~en~~ en la region de Alta Gracia, EVANOFF publicó tres secciones geológicas de las cuales reproducimos una aquí (fig. 56). En ellas se distinguen sinclinales invertidos hacia ~~el interior~~ los Llanos al S del Terciario Inferior y Cretáceo, y escamas erguidas del Terciario Inferior inclinadas en la misma direccion. ~~Una~~ A una de estas escamas pertenecen los Morros de San Francisco. Una gleba mayor de Eoceno invertido y de Cretáceo yacente, situada delante del borde serrano en El Peñon, al SE de Alta Gracia, y rodeada en contorno por Terciario Superior es interpretada por EVANOFF como ~~sobre~~escurrimiento ~~poco inclinado~~ llano sobre del vértice de uno de los sinclinales terciarios marginales sobrescurridos al S. En la region de San Juan de Los Morros, los estratos del borde serrano se hallan fuertemente perturbados. Las calizas de arecife se presentan con esquistos y areniscas paleocenos en algunas glebas erguidas entre rocas eruptivas. La estructura por glebas que caracteriza el Cretáceo y el Terciario todavia continúa en esta parte mas al Sur, adentro de la orla de los Llanos, y la escama mas meridional del Cretáceo llega hasta Ortiz.

La serrania del Interior de Venezuela oriental está casi integramente constituida de estratos de formaciones del Cretáceo, las cuales abundan ~~mas~~ en fósiles y admiten una subdivision estratigráfica mas detenida (cuadro 3). Es a HEDBERG (1950) a quien debemos una representacion conjunta de las condiciones sedimentarias y de los procesos orogénicos en la parte oriental del ~~sinclina~~ geosinclinal Caribe. Recientemente, ROD y MAYNC han ~~[illegible]~~ compilado, sobre la base de investigaciones estratigráficas detalladas, un estudio comparativo de la evolucion del Cretáceo de Venezuela occidental y Venezuela oriental. Si bien la subdivision de ellos con respecto a ~~en~~ Venezuela occidental se cubre en lo esencial con nuestros puntos de vista (pg. 587), no podemos aceptar en todos los casos sus conceptos sobre pisos en Venezuela oriental. ~~en todos los casos~~. La ~~sierra~~ serrania del Interior de Venezuela oriental consta de varias cadenas de cerros; ~~entre los cuales~~ el cerro mas meridional llega a altitudes de 2.000 m que es la máxima de las cadenas. Estas recorren el espacio entre la ensenada de Unare y el golfo de Paria, al Sur del Golfo de Curiaco y del istmo de El Pilar. El foso del golfo de Curiaco ya se formó durante el Terciario, segun se desprende de los depósitos marinos del Terciario Superior hoy levantados sobre el nivel del mar que se hallan en la costa Sur, al E de Cumaná. Los depósitos cretáceos mas antiguos afloran en el borde N de la serrania y son las areniscas de Barranquin que pueden tener un espesor hasta de 1000m y que contienen intercalaciones de esquistos carbonáceos, con plantas típicas del Neocomiano Infrenor, sobre todo en la parte alta. Las areniscas emergen ~~en el~~ en el Oeste en la isla Chimaná Grande y prosiguen por la isla de Chimaná Segunda hacia el continente donde constituyen principalmente la cadena mas septentrional de la serrania que está atravesada en Barranquin por el rio Manzanares. Mediante intercalacion de estratos calcáreos y margosos, las areniscas traspasan a la facies marina. ~~Estos estratos de transicion~~ Es preferible integrar estos estratos de transicion a la serie de La Borracha (formacion El Cantil) porque ya contienen fósiles típicos de ella (Exogyra aquila, Trigonia subcrenulata y otros). Los estratos de La Borracha se presentan en dos clases de facies: las margas con intercalacion de lechos arenosos, y las calizas abundan en bivalvas y corales; al lado de Orbitolina concava, la fauna de foraminiferos muestra como caracteristicas Chofatella decipiens SCHLBG. y Pseudocyclamina hedbergi MAYNC. Localmente, la facies margosa traspasa a calizas de arrecife que se asemejan extraordinariamente, segun hábito y fauna, a las calizas del Urgoniano de la region del Mediterráneo de Europa y que contienen Requienia, Nerinea, Orbitolina, Dictyoconus, corales y algas calcáreas.

En la parte E de la serrania, en la region entre San Agustin y Caripe, las calizas forman un lente calcáreo de arecife de gran extension y espesor, dentro del cual se han formado las cuevas descritas por Humboldt, habitadas por un ave nocturna llamado guácharo. Como en esta caliza DIETRICH ha reconocido el género de los rudistos de Requienia, no se le puede colocar en su totalidad al Albiano como lo hacen ROD y MAYNC. Cuando más, seria posible que las calizas muy potentes llegasen hasta el Albiano Inferior y que coincidiera con esta parte mas superior ~~coincidiera~~ ~~a esta parte mas superior la~~ ~~este estuviese representado por~~ la intercalacion calcárea con Dictyconus que ROD observó en sus estratos de Placeta. Con la parte inferior de estos estratos margosos-esquistosos, que llevan ~~con~~ intercalacion repetida de margas de Orbitolinas, la masa de caliza de arecife está engranada, y solo en la parte mas superior de los estratos de Placeta de ROD que ya no llevan Orbitolinas, se encuentra una fauna de microforaminiferos de caracter albiano. Segun LIDDLE, un anticlinal ámplio de arenisca de Barranquin se halla cortado al SE de Caripe en el sector superior del valle de Punceres. En su techo, el Urgoniano todavia está representado por calizas negras con ostras, a las cuales se intercalan margas de Orbitolinas. Es-

tos estratos van superpuestos por las margas de Garcia en que se han encontrado amonitas típicas del Aptiano Medio (Deshayesites) y Superior (Uhligella, Dufrenoya, Colombiceras, Chelonites). La última fauna mencionada tambien está representada en los estratos de Valle Grande de RODS, de la region de Cumaná. Al Albiano pertenecen los estratos de Chimaná de HEDBERG, pero hasta ahora solo la parte media del piso está confirmada por amonitas (Oxytropidoceras, Lyelliceras, Beudanticeras). Los estratos en parte transgreden con arenas basales verdes sobre las calizas de arecife y constan de esquistos manchados de rojo y de margas con concreciones de siderita arcillosa. Segun vemos, los sedimentos del Cretáceo Inferior ofrecen muy variables aspectos de facies; sedimentos neriticos y calizas de arecife parecen predominar en el N de la serrania y traspasar en direccion Sur a sedimentos con abundancia de foraminíferos y amonitas. La transgresion parcial con arenas verdes del Albiano Medio anuncia disminucion de la profundidad del mar y regresion local.

El Cretáceo Superior se inicia con una nueva transgresion cuyo borde septentrional está indicado por una típica fauna de Rudistos del Cenomaniano, que fué por primera vez hallada en Trinidad. Tales calizas claras con Caprina, Amphitriscoelus y Plagioptychus han sido descritas por HEDBERG y PYRE de la isla Caribe, al NW de la isla La Borracha, y DIETRICH tuvo presente muestras de la coleccion de KARSTEN provenientes de El Peñón, de Caripe y de Imposible, al W de Guarapiche. Las caliza se extinguen en los estratos de Boquerón que están compuestos de calizas de placas y de esquistos arenosos. En su fauna de foraminiferos, Mariella bergeri BRGT. y Globotruncana apenninica RENZ confirman el Cenomaniano la edad cenomaniana. Encima siguen esquistos negros, bituminosos, con concreciones calcáreas lenticulares que contienen inoceramos y amonitas del Turoniano, pero que probablemente representan tambien el Coniaciano Inferior como sucede con los estratos La Luna de Venezuela occidental. Los depósitos que llegan a tener 750 m de espesor, por lo general son muy ricos en foraminiferos, sobre todo Globigerinas. HEDBERG los denominó estratos de Querecual que se hallan superpuestos por los estratos de San Antonio, compuestos de esquistos calcáreos en alternacion con lechos silíceos y de arena fina. Estos estratos probablemente son un equivalente de la "Argilina" de Trinidad y de la formacion de Paracotos de Venzuela central; tambien ellos contienen muchos foraminíferos planctónicos, a los cuales se asocian en la parte alta especies bentónicas; esta fauna indica edad senoniana inferior. Hacia el E, los estratos de San Antonio van siendo reemplazados mayormente por las areniscas claras de San Juan. Los esquistos de Vidoño que siguen encima, contienen otra vez una rica fauna de foraminíferos y probablemente representan el Maestrichtiano y el piso del Daniano, como en Trinidad. Ellos traspasan a los estratos de Caratas que consiten en calizas con arena fina, frecuentemente glauconíticas, o en dolomitas con esquistos e intercalacion de arenisca; ellos contienen Numulitas y Discocyclinas y, en el cerro Corazon de Urica, Venericardias del Paleoceno. Con esta formacion regresiva que ya se halla en la base del Terciario, termina el ciclo sedimentario del Cretáceo Superior.

Dediquemos todavia atencion breve a los depósitos terciarios porque nos conceden informacion importante sobre los procesos orogénicos de este período. Sobre el Paleoceno tambien hay con frecuencia un vacío en la serrania del Interior que comprende el Eoceno Inferior y del cual en todo caso no se conocen sedimentos fosilíferos. En algunos lugares, sinembargo, el vacio está sustituido por sedimentos arenosos, depositados cerca de la costa, cuya separacion del Eoceno Superior que tambien es arenoso resulta difícil. Pero en el rio Querecual, y en Barcelona, HEDBERG observó una clara discordancia erosiva entre los estratos de Caratas con espesor fuertemente reducido, y el Eoceno Superior. En este lapso de tiempo entre el Paleoceno y el Eoceno Superior cae la primera fase orogénica

de la ~~montaña~~ cordillera Caribe que se restringió evidentemente al plegamiento y solevantamiento de la serrania costera y que, en el espacio de la serrania del Interior, no condujo esencialmente sino a un ~~levantamiento~~ solevantamiento ~~alzamiento~~ encima del nivel del mar. En su márgen meridional, tuvo lugar una transgresion en el Eoceno Superior que ~~por cierto~~ fué breve en el W. Sus depósitos mayormente arenosos se ~~sobreponen~~ colocan hasta sobre el Cretáceo; ~~y~~ los bancos de caliza en su base contienen en muchos sitios una fauna de foraminíferos típicos (Discocyclina, Lepidocyclina, pequeñas numulitas), aparte de otros fósiles característicos del Eoceno Superior (Oligopygus, Tubulostium). Hacia el W sigue sobre los estratos marinos de poco espesor una deposicion arenosa de unos 1000 m de grueso que contiene mantos ~~de carbon~~ explotables de carbon en el rio Naricual. En este tiempo, la línea de profundidad del geosinclinal Caribe, se ~~desplazó~~ retiró segun HEDBERG, desde la serrania del Interior a su márgen meridional y luego, mas tarde, en el Terciario Superior, muy adentro de la orla llanera, donde se hace ~~notar~~ sentir una disminucion clara de la profundidad de E a W dentro del foredeep. Los sedimentos terrestres arenosos que se acaban de describir, traspasan al E a los esquistos de Carapita cuya fauna de foraminiferos la emplaza ~~en el Eoceno~~ hacia arriba hasta en el Oligoceno. Los depósitos del Oligoceno y del Mioceno fueron reunidos en la formacion de Santa Inés. Su parte miocena se inicia en el borde serrano con areniscas de grano grueso y conglomerados de piedra candela que se destacan como lomos en el paisaje. Ellos anuncian nuevos movimientos orogénicos ~~en~~ de la raiz de los cuales los estratos de la serrania del Interior fueron plegados y expuestos a la erosion. Entre Barcelona y Piritú se formó en este tiempo una gruesa serie de conglomerados que consta en forma predominante de rodados de piedra candela y de caliza. Entre los estratos conglomeráceos se observaron lechos de caliza arenosa con ostras, y esto evidencia que se trata de un conglomerado de resaca en la costa del foredeep que se hallaba en estado de ~~sumergencia~~ inmersion pronunciada. El foredeep limitaba directamente en el N a lo largo de una dislocacion, con la ~~montaña~~ cordillera naciente que ~~una vez~~ en su tiempo enlazó la serrania del Interior con Venezuela central y oriental, pero que hoy en dia volvió a sumirse debajo de la ensenada de Unare. Los conglomerados de El Pilar constituyen los cerros de San Bernardo al Sur de la ensenada de Unare y se extienden hacia el Sur hasta el lugar de El Pilar. Los conglomerados se acuñan hacia el S y hacia el E contra los estratos de Quimare del Mioceno Inferior hasta Medio que son prevalentemente terrestres, a juzgar por su composicion por arcillas manchadas abigarradas, con lechos débiles de lignito, areniscas y esquistos carbonáceos. Las intercalaciones de estratos marinos son de poco espesor y tienen su orígen en avances breves del mar venidos del E, que pronto se desvanecen con facies salobre. Hacia el final del Mioceno, vuelven a adquirir mayor importancia areniscas de grano grueso y conglomerados de piedra candela que entre otros forman el lomo de Dividive en San Mateo. Estos sedimentos acusan la reiniciacion de movimientos orogénicos que progresan de N a S y finalmente plegan tambien los estratos del Terciario en el borde serrano. HEDBERG reúne los depósitos pliocenos bajo el nombre de estratos de Sacual. Estos se componen de arcillas terrestres, abigarradas con algunos lechos de arenisca y de conglomerado, que cubren los depósitos miocenos con una discordancia definida y pasan hasta sobre el Cretáceo. En el borde SE de la serrania del Interior, en el espacio del campo petrolífero de Quiriquire, los estratos de Sacual están representados por los de Quiriquire que llevan en su base los depósitos de petróleo en yacimiento importante (fig. 57). La discordancia basal en este caso tiene un significado especial porque pone en contacto la roca almacenadora superpuesta con los horizontes petrolíferos yacentes de los estratos fuertemente dislocados del Oligoceno, haciendo

factible así la inmigracion del petróleo. En una última fase orogénica de la Cordillera Caribe, tambien los estratos de Sacual fueron plegados en el borde serrano o al menos fueron alzados fuertemente. El relieve que formó la erosion, está cubierto por las capas de Mesa, que son gravas del Pleistoceno Inferior que se expanden en forma de abanicos hasta muy adentro de los Llanos. Durante el tiempo diluviano, abundante en lluvias, los rios cortaron su lecho a través de los sedimentos de las mesas hasta el Terciario, y, en union de los afluentes disectaron el terreno de la formacion de Mesa en múltiples residuos erosivos individuales de mayor o menor extension.

Sobre la estructura tectónica de la sierra del Interior de Venezuela oriental solo se conocen algunos promenores. LIDDLE ha proporcionado una seccion geológica, verticalmente exagerada y esquemática, que atraviesa la serrania desde Cumaná hacia Maturín y que va en ángulo obtuso al rumbo de los pliegues. Segun esta seccion, la parte N principal de la serrania está formada por una zona sinclinal de Cretáceo, cuyos estratos estan suplegados. En la parte S de la serrania, siguen varios anticlinales que finalmente estan claramente invertidos al S y escurridos localmente en el borde de la serrania sobre Terciario. En la region al SW de San Antonio tambien ya se presentan escamamientos en el interior de la serrania, que se repiten varias veces y determinan una saliente curva del borde serrano hacia el Sur. En cambio al NW de Aragua de Maturin, una entrante de Terciario penetra profundamente a la serrania. En el Oriente, los pliegues de la serrania del Interior se hunden en ancho frente a lo largo de fracturas escalonadas. Su prolongacion allende el golfo de Paria puede esperarse en Trinidad, en parte debajo de la cuenca terciaria puesta entre las cadenas septentrional y central, pero en parte tambien en la cadena septentrional misma. Los pliegues septentrionales del continente en todo caso prosiguen dentro del rumbo hacia la cadena Norte, y así se puede explicar la presencia frecuente de estratos cretáceos fosilíferos en este ramal. Su rumbo casi E-W está determinado por fracturas descendentes que delimitan la cadena al S y N, a igual que en las serranias costeras del continente, y no coincide con el rumbo ENE de los estratos de su interior.

C. La estructura de la zona subandina en Trinidad y en los Llanos

Ademas de estar recorrida por la cadena septentrional, la isla de Trinidad lo está por las cadenas central y meridional, las cuales están separadas por la cuenca terciaria meridional; entre las cadenas central y septentrional se intercala la cuenca terciaria septentrional (fig. 58). Las cadenas central y meridional las incluimos en la zona subandina en vista de que, si se prolonga su rumbo hacia el W, se observa que su presunta prolongacion hay que buscarla en el continente debajo de los Llanos. En la cadena central, por cierto todavia hay Cretáeco, con un desarrollo que es muy semejante al de la serrania del Interior de la Cordillera Oriental (cuadro 3). Aun cuando los estratos del Cretáceo Inferior solo asoman escasamente a la superficie, fué posible determinar en Trinidad todos los pisos conocidos en el continente, si bien en parte solo por fósiles de bloques contenidos en las margas del Cretáceo y en los conglomerados del Eoceno Superior. La presencia de la Arenisca de Barranquín está enunciada por plantas características. A su techo corresponden los esquistos de Carriere cuya edad Barremiana Inferior fué determi-

nada por KUGLER ~~tambien~~ en la cadena central mediante hallazgos de Pulchellia, Karstenia y Ancyloceras. El Urgoniano está répresentado por la caliza de Cuche River con bivalvas, corales y Orbitolinas típicos. Tambien los fósiles de bloques ~~incluidos~~ albergados en los esquistos de Chaudiere del Cretáceo Superior, recientemente descritos por COX (Journ. Pal., 28, 5, 1954), entre ellos Exogyra minos COQU., Pterotrigonia tocaimaana (Lea), proceden del Barremiano-Aptiano. Las margas de Maridale contienen belemnitas y bivalvas del Aptiano Superior. El Albiano Medio está indicado por calizas oscuras, gris azules con amonitas típicas. La parte baja del Cretáceo Súperior ha sido reunida por KUGLER bajo el concepto de serie de Gautier y consiste en esquistos bituminosos con pirita y lentes de caliza. En Stack Rock, cerca de Point a Pierre, pueden estar intercalados lentes de caliza de arecife, de los cuales se han encontrado bloques en Bon Accord y Plum Road, sitios de la cadena central, con una rica fauna de Caprinidos del Cenomaniano. La edad cenomaniana de la serie de Gautier pudo ser confirmada por BOLLI al determinar en ella Globotruncana apeninnica RENZ; ademas hay en esta serie amonitas características del Turoniano y del Coniaciano. Tambien la bivalva ~~Didymotis~~ pelágica Didymotis, diagnóstica para ~~este último piso~~ el Coniaciano en Colombia y Venezuela, se ha encontrado en Trinidad. Los estratos silíceos de Naparima Hill que prosiguen encima de los esquistos de Gautier, se correlacionan con la formacion de San Antonio de Venezuela oriental. En Trinidad se ~~distinguen~~ distingue a este respecto una "argilina" dura y otra blanda. La primera está compuesta de calizas de placas, duras, y de lechos silíceos que contienen Siphogenerinoides ewaldi (KARST.) y Globotruncana conica White que determinan la edad como Campaniano. La argilina superior es arenosa-arcillosa y suele llamarse Arcilla de Hubson; ella lleva una fauna tipica de foraminíferos de valva arenosa. En la cadena central, un equivalente de la argilina son las margas de Railway Cut y de Lantarn cuya rica fauna de Globotruncana habla ~~en~~ a favor de la presencia del Campaniano y del Maestrichtiano Inferior. el Maestrichtiano sinembargo tambien se conocen areniscas glauconíticas con Sphenodiscus, etc. que se hallan como bloques en estratos del Eoceno Superior y del Oligoceno ~~y que~~ señalan la vecindad de una costa que probablemente se hallaba hacia el SW. En otros lugares la sedimentación continúa sin interrupcion, con estratos arcillosos-margosos desde el Cretáceo tardío al Terciario. Al piso del Daniano pueden corresponder las arcillas de Chaudiere con ~~típica~~ típica fauna de valva arenosa, y las margas de Lizard Spring en la cadena meridional. La fauna de foraminíferos que contienen estos estratos, es mixta, ~~en la cual~~ ya no se hallan Globotruncanas, pero ~~todavia no~~ tampoco formas típicas del Terciario (cuadro 3).

Al comenzar el Terciario, el plegamiento y solevantamiento de las cadenas ~~centrales~~ septentrional y central condujo al rechazo del mar hacia las cuencas sinclinales situadas entre las cadenas. La cuenca meridional, comprendida entre las cadenas central y la márgen N del escudo de La Guayana, que entonces se hallaba cercana a la actual costa Sur de Trinidad y todavia no ~~se hallaba~~ estaba tan profundamente hundida bajo el delta del Orinoco como hoy, abarcaba un brazo marino que venia del E y se prolongaba hacia el W a la zona de los Llanos de Venezuela oriental. El curso de su costa está indicado por las calizas de Venerix glauconíticas con Venericardia y por su típica fauna de macroforaminíferos paleocenos. En el SW de Trinidad se les conoce de la isla ~~rocosa~~ penascosa de Soldado Rock, situada en la punta SW, y tambien de la cantera de Marac al W de Moruga, cerca de la costa. En el Norte, sobre los flancos Sur y Norte de la cadena central, solamente se han encontrado bloques de la caliza paleocena en los conglomerados basales del Eoceno Superior; ellos nos indican que la costa no ~~estaba~~ distaba mucho distante. En la parte mas profunda del golfo y entre los depósitos de caliza descritos, la sedimentacion

de las margas ricas en foraminíferos continuó sin interrupcion desde el Cretáceo tardío(Margas de Lizard Springs) hacia las margas de Navet del Eoceno Inferior y Medio,en cuya base el Paleoceno está indicado localmente por margas glauconíticas con macroforaminíferos típicos. La edad eocena superior de las margas superpuestas, llamadas Hospital Hill,está fijada por la presencia de Hantkenina alabamensis CUSHM. que es diagnóstica. En los bordes del golfo eoceno, solamente el Eoceno Superior transgrede sobre las calizas del Paleoceno,o se coloca directamente sobre estratos del Cretáceo.Ahí hay un hiato que comprende el Eoceno Inferior y Medio,determinado en este lapso de tiempo por el plego-solevantamiento de la cadena central.Este movimiento comprendió las calizas paleocenas,porque bloques de esta índole en asocio de bloques de rocas cretáceas se hallaron en los conglomerados basales del Eoceno Superior de Bontour,cerca de San Fernando,análogamente a Soldado Rock en el Sur.El mar del Eoceno Superior tambien transgrede en el borde N de la cadena central con bloques especialmente grandes de caliza paleocena y de rocas cretáceas que llevan la denominacion de conglomerado de Plaisance,sitio vecino de Bon Acord;se tiene así la evidencia de que se trata de un conglomerado de resaca en la costa acantilada de la cadena.

En la cuenca meridional,la misma distribucion de facies como la acabamos de conocer del Eoceno se sostiene durante todo el Oligoceno y Mioceno.En el interior de la cuenca se depositan margas y arcillas con abundancia de foraminíferos(formacion de Ciperon) cuyo caracter pelágico se acentúa ocasionalmente por intercalacion de tierra de radiolarias y diatomáceas,así como de margas de pteropodos. La escasez notable de formas bentónicas en la fauna de foraminíferos en comparacion con las pelágicas,como tambien la presencia de conchas(Thyasira y otras) en concreciones de arcillas del Mioceno Inferior,cuyos parientes habitan hoy solamente profundidades marinas mayores,anuncian que estos sedimentos fueron depósitados en aguas relativamente profundas.Aparte de esta facies, en los dinteles de la cuenca y en el espacio de la futura cadena meridional,se forman depósitos de aguas pandas,como calizas de Orbitóides y arecifes coralinos.En vista de la escasez de microfósikes que estan circunscritos a los sedimentos de agua panda,la subdivision estratigráfica de los estratos arcilloso-margosos de la facies de la cuenca, queda radicada enteramente en la determinacion de microforaminíferos. A la subdivision de la parte oligocena se aplicaron representantes de las Globigerinas y a la del Mioceno Globorotalias.En los pormenores,sinembargo,la subdivision estratigráfica,como lo demuestra la mas reciente recopilacion de KUGLER,todavia es muy inestable,y aún no hay acuerdo completo sobre el límite del Oligoceno con el Mioceno. Sobre todo, la paralelizacion de los depósitos muy fosilíferos de la facies de la cuenca con los de la cadena central ocasiona grandes dificultades.En el vorland meridional,las arcillas y margas de la cuenca están engranadas con las margas mas arenosas de Nariva.Como se desprende de la figura de KUGLER(fig.59), estas están distinguidas,especialmente en la parte superior, por intercalaciones de glebas y bloques de rocas mas antíguas,a las cuales volveremos a referirnos al discutir la constitucion tectónica.De todas maneras,ellas anuncian nuevos movimientos de alzamiento y de denudacion fuerte de la cadena central en la transicion del Terciario Inferior al Superior; por este motivo, las diferencias de facies se acentuan aún mas.En la cuenca septentrional,colocada entre las cadenas central y septentrional, se depositan durante el Mioceno sedimentos arenoso-arcillosos que contienen abundantes moluscos.En la cadena central,ellos transgreden y traspasan en veces a calizas,Localmente se trata en los bajos de lentes de caliza de arecife con corales y lithothamnium que fueron determin

dos por el relieve de la cadena todavia no bien emparejada. En la cuenca del Sur, se mantiene la deposicion de estratos marnoso-arcillosos con abundancia de foraminíferos. En su márgen Sur, en cambio la proximidad de la costa se hace sentir aún del aumento de material arenoso. En la base del Mioceno aún logra intervenir una breve regresion porque la arenisca de Herrera transgrede con conglomerados de piedra candela sobre estratos del Oligoceno de diferente edad. El aporte de arena desde el Sur continúa durante todo el Mioceno, y las lenguas arenosas avanzan repetidas veces dentro de las arcillas de la facies interior de la cuenca; estas intercalaciones de arena albergan los principales yacimientos de petróleo de la isla. Las hojas que fueron transportadas por el agua y las areniscas litorales de Morugas del Mioceno Superior con ricas faunas de moluscos que se hallan en el SE de la isla, acusan proximidad de la costa. Al comenzar el Plioceno, tuvieron lugar los últimos movimientos orogénicos que produjeron los pliegues individuales en la cuenca meridional y el sistema de pliegues de la cadena meridional. En el séquito de estos movimientos, toda el área de la isla se volvió tierra firme que estaba comunicada con el continente suramericano. La presencia de conchas de agua dulce en el Plioceno de Trinidad, que son peculiares del dicho coninente o lo fueron, respalda esta suposicion.

Mientras que las condiciones estratigráficas y de facies inscritas en los estratos del Cretáceo y del Terciario han podido definirse ámpliamente, poco se ha publicado sobre la constitucion tectónica de las cadenas central y meridional. La carta geólogica de WARRING sobre la isla de Trinidad permite reconocer que la cadena central está extraordinariamente afectada por fallas trasversales y de rumbo. Los estratos cretáceos del núcleo emergen con mas fuerza en la parte oriental de la cadena y forman dos pliegues mayores invertidos al Sur, de los cuales el mas meridional está escurrido directamente sobre el Mioceno. El núcleo cretáceo del pliegue septentrional, que es muy perturbado, se sumerge, junto con la cubierta terciaria del flanco N, en la ensenada de Manzanilla por medio de fracturas escalonadas. La seccion geológica que habíamos publicado (I, fig, 66) y que pasa por el ala N de la cadena central, cerca de su término E, deja reconocer claramente la transgresion de los esquistos del Eoceno Superior sobre el cretáceo y la colocacion discordante de los estratos del grupo Brasso del Mioceno Inferior hasta sobre el Cretáceo. Todos estos estratos de la cadena central fueron plegados en conjunto al comenzar el Plioceno, pero pronto trasPasan a posicion llana en la cuenca terciaria que sigue al N. Hacia el W, el lomo principal de la cadena central adquiere progresivamente mas estructura de glebas. Está formado de una o varias glebas que buzan bruscamente al N y que constan de Cretáceo y de Terciario Inferior; cada vez, la mas meridional está sobrescurrida al Terciario Superior. La márgen de sobrescurrimiento, en dislocaciones transversales, frecuentemente está cortada en la parte E notablemente por traslaciones de hoja. En el Monte Harris, se separa de la cadena central un pliegue con núcleo cretáceo que tambien está escurrido al Sur sobre el Terciario Superior, y que corre paralelo a la cadena principal, estando separada de ella por una faja sinclinal de Terciario Superior. Aún despues de sumergir este pliegue, la estructura está indicada, mas hacia el W, por ocasionales afloramientos del Cretáceo que llegan hasta la region de San Frenando en la costa poniente. Ahí, la argilina forma un anticlinal erguido, algo invertido al Sur, y empujado sobre las arcillas oligocenas del ala NW del sinclinal antepuesto de Naparima. Recientemente, KUGLER ha publicado una seccion esquemática del término occidental de la cadena central (fig. 59). Ella muestra el escurrimiento del anticlinal de Naparima Hill como tambien el de la cadena central, erguidamente convulsionada, sobre los estratos de Nariva. KUGLER explica las glebas y los bloques de rocas mas antíguas que se hallan, con respecto al sobrescurrimiento, en la parte alta de las arcillas yacentes de Nariva y en las arcillas superpuestas de Chau-

diere, por deslizamientos submarinos que primero atacaron y arrastraron rocas mas jóvenes y luego rocas siempre mas antíguas. Esta explicacion halla cierto respaldo en el dibujo de KUGLER porque en las arcillas de Nariva, las rocas mas jóvenes del Eoceno y del Cretáceo Superior se encuentran en la parte mas baja, mientras que hacia arriba se presentan rocas siempre mas antíguas del Cretáceo Inferior. Las rocas antíguas del Cretáceo por lo tanto provendrían del núcleo del pliegue sobrescurrido y habrian sido presionadas dentro de las arcillas acompañantes durante el sobrescurrimiento y el estrujamiento del lado central.

Tambien en la propia cuenca meridional se presenta una faja compuesta de varios pliegues, que se manfiestan poco en la superficie y cuya trayectoria pudo ser determinada tan solo por las numerosas perforaciones hechas en este espacio. La faja comienza tierra adentro de la bahia de Mayaro con dos pliegues en estratos miocenos. Mientras que el meridional se hunde pronto al W, a la central se asocia otra mas septentrional. La central muestra estratos mas antíguos y en su núcleo aparecen sobre la superficie el Oligoceno y, al E de Princes Town, tambien Eoceno con facies margosa. Hacia el W, los pliegues se separan mas y aumentan en número por intercalacion o por ramificacion. Tambien el renombrado lago de asfalto de Princes Town llega en calidad de anticlinal de Fizabad hasta la falla de Los Bajos, a la cual nos referiremos luego. La cadena meridional está formada de una serie de lomos anticlinales que resaltan algo mas mejor en el paisaje; sinembargo, el sistema no llega a tener ni la altitud ni la unidad de la cadena central (fig. 58). La cadena meridional se inicia en el E con el anticlinal de Lizard Springs, que hace factible, en el codo de su extremo NE, una derivacion del sistema de pliegues de la cuenca meridional a la cual hemos aludido recien. En su prolongacion, se levanta mas al W el domo de Sangüineau con núcleo oligoceno. Entonces sigue con algo de desplazamiento septentrional, el solevantamiento cupuloso prolongado de Morne Diablo que posee localmente un núcleo eoceno-oligoceno. En todas estas estructuras, los estratos del flanco S son mas erguidos y menos gruesos que en el ala N. Dislocaciones transversales con desplazamientos de hoja, de mas importancia otra vez desempeñan un papel mas importante que en la faja de pliegues de la cuenca meridional. Al E de Moruga, una serie de otros anticlinales con núcleo oligoceno se intercala entre la faja anticlinal descrita y la costa Sur; el mas meridional, llamado estructura Guayaguayare, es petrolífero. La parte oriental de la estructura de Morne Diablo va antepuesta al W de Moruga por el anticlinal de Marac, la única estructura en cuyo núcleo la caliza paleocena de Lenericardia llega a la superficie. La erguida gleba de caliza parece haber sido presionada hacia arriba en forma diapírica a través de las margas oligocenas. La punta SW de Trinidad está separada del tronco de la isla por la falla de Los Bajos que corre desde Punta Ligoure en la costa NW con rumbo ESE hacia la costa Sur donde desaparece a la vista al W de Negro Point. sta dislocacion que fué descrita en detalle por WILSON, corta de través las estructuras plegadas aludidas y las traspone horizontalmente en un trayecto bastante considerable. La cuenca sinclinal de Siparia, localizada entre los anticlinales de Morne Diablo y de Fizabad, halla su prolongacion occidental en la cuenca de Erin que está desplazada al WNW a lo largo de la dislocacion. Así queda aclarado que en esta dislocacion importante, han tenido lugar principalmente desplazamientos horizontales de dimensiones considerables. El anticlinal de Fizabad, al encuentro con la dislocacion, adopta el rumbo WNW de ella y le sigue en calidad de un anticlinal arrastrado hacia arriba cuyo flanco SSW va cortándose en la dislocacion, segun se reconoce por medio de las isobatas de la arcilla intermedia del grupo de Forest del Mioceno Medio en la carta de WILSON. Los movimientos verticales de la dislocacion fueron de columpio; la cuenca de Erin se hundió

y por esta razon es mas abierta que la cuenca de Siparia;en cambio, el exteremo SW de la cadena de Morne Diable fué alzado.El comportamiento de la estructura de Fizabad en la falla,nos parece indicar que su formacion tuvo lugar simultáneamente con el plegamiento,ya que de otra manera ~~el desvío~~ no seria explicable la estructura de Fizabad.Con WILSON,nosotros consideramos posible que ~~el rmpimiento de~~ la dislocacion,los movimientos horizontales en ella y los saltos secundarios de distension(Santa Flora,etc.) en el ala SE de la cuenca de Erin,estan relacionados con movimientos descendentes en el subsuelo del delta del Orinoco.En los alrededores de la dislocacion de Los Bajos,se hallan situados los campos petrolíferos mas importantes de Trinidad;es evidente que las condiciones tectónicas especiales fueron ~~especialmente~~ muy favorables para la acumulacion y el aprisionamiento del petróleo en las arenas miocenas.A lo largo de la parte occidental de la costa Sur,corre una estructura de estratos miocenos ~~con curva saliente~~ curvada convexa al N que está indicada en Erin Point,ademas en Islet Point y que entra por Galpha Point a la punta occidental de la isla de Trinidad.Ella se destacar por numerosos volcanes de lodo, en parte submarinos,y se diferencia por su direccion aproximada E-W de la mayoria de las estructuras de la isla.Mas o menos en su prolongacion W,sobresale del mar ,en el término Sur del golfo de Paria,la mencionada isla de Soldado Rock.Ella es el resíduo de erosion del ala N de un anticlinal compuesto de estratos paleocenos y eocenos y fúe motivo de investigaciones detenidas de parte de KUGLER(I.fig.64).Segun hemos visto,a excepcion de la cadena septentrional,la isla de Trinidad va recorrida por tres ramas de pliegues,separados entre sí por sinclinales mas o menos anchos en que los estratos adoptan buzamiento suave.Los pliegues generalmente presentan inversion al S que conduce con frecuencia a sobreescurrimientos.Este cuadro es típico para un plegamiento del vorland(orla) tal cual es ~~característico~~ corriente para la zona subandina de la márgen oriental de Los Andes.Si prolongamos esta zona del vorland hacia el continente de Venezuela,entonces nos damos cuenta de que viene a pasar cerca del borde Sur de la serrania del Interior,y de que la cuenca de los Llanos se extiende ~~todavia~~ en el continente todavia mucho mas al Sur,hasta donde el basamento del escudo de La Guayana se levanta a orillas del Orinoco.

Los "Llanos" de Venezuela,la region de las planicies situadas entre el borde cordillerano,el Orinoco y su afluente,el Apure, ~~resultan~~ quedan ~~separados~~ divididos en dos cuencas por la prominencia de El Baúl a la cual ~~a que~~ nos referimos atrás.La calificacion de geosinal para estas cuencas,no nos parece muy adecuada porque ellas solo representan la parte marginal meridional del geosinclinal Caribe que fué plegada y erigida durante el Terciario a formar la montaña Caribe.Cierto es que la region marginal,durante la ereccion de la montaña Caribe se hundió en forma de un foredeep, dentro del cual tuvo lugar una acumulacion de varios miles de metros de sedimentos que,sinembargo,ya no ~~fueron plegados en general~~ sufrieron plegamiento propiamente dicho,segun veremos.Observemos primero la cuenca oriental cuyo subsuelo se llegó a conocer ámpliamente por las múltiples perforaciones de los últimos años.Las perforaciones demostraron que la superficie del basamento desciende bastante parejamente desde el Orinoco hacia la parte mayor profundidad de la cuenca de los Llanos. egun se vió,la mayor profundidad se hallaba al principio del erciario en el borde andino y se desplazó durante este período más y mas hacia el Sur,hasta emplazarse en el Plioceno mas o menos en el borde Sur del tercio septentrional de la envergadura de la cuenca.En direccion E-W,la profundidad de la cuenca disminuye progresivamente hasta anularse en el solevantamiento del basamento del dintel del Baúl.Volvamos a dirigir nuestra atencion a la consistencia del relleno sedimentario,acerca del cual estamos bastante bien orientados por los trabajos de HEDBERG,SASS y FUNKHAUSER

de la parte oriental de la cuenca, y por PATTERSON y WILSON de la parte occidental. Los sedimentos mas antiguos que se hallaron en las perforaciones, aparentemente solo están conservados en las depresiones o en los entrelegamientos, respectivamente escamamientos, del basamento. Solo en los sondeos mas meridionales que llegaron hasta el basamento. HEDBERG distinguió dos grupos de estratos. Los mas antiguos, con un espedor máximo de 90 m, son los estratos de Hato Viejo, compuestos de areniscas de grano grueso, rojizas, con lentes de conglomerados, y menos expandidos que los estratos superpuestos de Carrizal que mayormente constan de esquistos arcillosos rojos y areniscas de grano fino. La participacion ocasional de glauconita y de restos de peces parecen hablar en favor de un orígen marino. Ambos grupos de estratos evidentemente son equivalentes de la serie La Quinta de Venezuela occidental y estan mas fuertemente dislocados que los estratos cretáceo que transgreden encima. stos fueron reunidos por HEDBERG bajo la denominacion de serie de Temblador. Ella comienza en el Oriente, o sea en el Estado de Anzoátegui, con areniscas de grano grueso y esquistos manchados abigarrados, encima de las cuales la transgresion del Cretáceo Superior está indicada por calizas glauconíticas y en veces dolomíticas, las cuales contienen conchas (Neithea, Rudistas y otros) y van superpuestos por esquistos oscuros glauconíticos con intercalacion de arena. Se trata de sedimentos próximos a la costa cuyo espesor aumenta rápidamente hacia el interior de la cuenca. Las perforaciones del campo de Tucupita probaron su existencia tambien bajo del delta del Orinoco, cerca de su borde occidental. Al Oeste, en el Estado de Guarico, el grupo de Temblador es mas potente en el recinto del campo de Mercedes y está mas variadamente constituido, lo cual puede guardar relacion con la posicion mas próxima al centro de la cuenca. Encima de los esquistos arcillosos sigue primeramente un complejo de esquistos negros, carbonáceos con inoceramos y foraminíferos, que traspasan hacia arriba a areniscas glauconíticas. Tan solo encima de estos estratos prosigue una caliza densa gris, en veces glauconítica. Esta caliza de Infante y los esquistos son paralelizados por PATTERSON y WILSON con los estratos de La Luna de Venezuela occidental, que pertenecen al Turoniano y Cenomaniano. Encima todavia hay un grupo de estratos de unos 100 m de grueso, compuestos de areniscas y esquistos, con lechos de lidita que contienen huesos y escamas de peces. Este grupo, equivalente de la argilina de Trinidad como tambien de estratos silíceos semejantes de Venezuela occidental, representa el Senoniano Superior. Hace la apariencia que la caliza cenomaniana de rudistos con que transgrede el Cretáceo, se halla ausente en Guarico y que la transgresion no se inicia sino en el Turoniano; en contraposicion, el Senoniano, segun Hax de Anzoátegui, no parece estar presente en la parte meridional de la cuenca.

En las perforaciones de la márgen meridional de la cuenca de los Llanos, el Paleoceno ya no se encontró en las perforaciones y tambien el Eoceno no se presenta en el Oriente sino en los sondeos de los campos de Anaco, es decir mas al Norte. Ahí está representado por areniscas grises con intercalaciones delgadas de esquistos carbonáceos, que pueden corresponder a los estratos de Naricual del borde N de la cuenca. En Guarico quisieramos considerar tambien las areniscas de Pascua como equivalentes de los estratos de Naricual; ellas van superpuestas por esquistos, tan pronto carbonáceos con restos de plantas, como salobres con foraminíferos sobre-marinos. La arenisca de Garumén de KAMEN KAYE de la region al S de Ortíz, muy probablemente es un equivalente de la arenisca de Pascua. Tan solo en el Oligoceno, se vuelven a producir avances por lo general dilatados hacia el mar en la cuenca de los Llanos. Se trata de transgresiones de poca duracion que

siempre vuelven a alternar con sedimentos salobres y terrestres. Esta alternancia contínua evidentemente fué ~~determinado por aporte porque~~ motivada por el aporte de arena desde el N que sobrepasó temporalmente la profundizacion de la cuenca. La sucesion de areniscas, arcillas con arena fina y arcillas esquistosas que tienen un espesor de mas de 3000 m y que localmente llevan ~~localmente~~ mantos delgados de lignito, se han llamado en Anzoátegui estratos de de Oficina, y en Guarico estratos de Chaguaramas. De acuerdo con su fauna de foraminíferos, ellos llegan hasta el Mioceno Inferio. En Guarico, se intercalan todavia en la base los esquistos marinos de Robles cuyo espesor se reduce considerablemente hacia el NE, contra el borde de la serrania. PATTERSON y WILSON juzgan que esta transgresoon puede haber venido desde el NE o sea desde la region de la actual ensenada de Unare. El Mioceno Superior está representado hacia el Oriente por los estratos de Freites que tambien consisten en una alternancia de capas arenosas y arcillosas. En su base hay moluscos marinos; para volverse salobres y finalmente estériles en fósiles. Este formacion, lo mismo que las partes mas altas de los estratos de Oficina, solo está conservada en la parte mas oriental de Guarico. En Anzoátegui, encima de los estratos de Freites, todavia siguen con posicion discordante los estratos de Sacual, pero solo se conservan en una zona sinclinal de la parte N de la cuenca. Finalmente, los depósitos de Mesa se colocan en discordancia sobre todos los demas estratos.

Ahora, en lo que atañe a las estructuras, que recorren la cuenca oriental de los Llanos y contrastando con otros sectores de la faja subandina, se presentan únicamente algunos pliegues que se separan del borde andin de la montaña o se hallan directamente antepuestos a ella; y que forman aparecen como cordones de cerros (tabla 5 d). Mas hacia el interior de los Llanos, las estructuras terciarias frecuentemente estan ocultas debajo de los sedimentos modernos, pero aún en sitios donde los estratos del terciario aparecen en la superficie, resaltan morfológicamente muy poco. A pesar de esto, algunas estructuras, como por ejemplo los domos en el sobrescurrimiento de Anaco, pudieron determinarse con las fotografias aéreas, pero fué necesario identificar la mayoria con métodos geofísicos. Como es característico para todas las estructuras plegadas de la zona subandina en el borde interior andino, ellas se distancian con ángulo agudo del borde de la montaña, estando abierto el ángulo en los Llanos de Venezuela, hacia SW y en los otros sectores de la cordillera hacia SE. Una ramificacion de las estructuras llaneras de los pliegues de la márgen de la montaña, generalmente no se puede reconocer directamente, y tampoco es posible interpretarlas como desfiladeros de determinadas fajas de plegamientos de la isla de Trinidad. El pliegue mas oriental sobre el continente se conoce en la esquina N del delta del Orinoco. Este anticlinal de Pedernales es relativamente erguido y está dislocado por fallas. Segun MENCHER, su núcleo fué empujado hacia arriba a la manera del diapir, de manera semejante como sucede en algunos sitios conocidos de la cadena meridional de Trinidad. Mas tierra adentro, se inicia al W de Maturín una faja de solevantamientos con rumbo WSW en cuyo terreno espacio se hallan los campos de Jusepín y Santa Bárbara. El primero está determinado por un anticlinal con ala occidental meridional erguida y dislocada; el campo produce de los estratos oligocenos de Carapita del flanco meridional erguido. Es posible que la zona dislocada de los campos de Anaco, de mas de 60 km de longitud, sea la extension SW de la que acabamos de discutir. Se trata ahí de un sobrescurrimiento de pliegues poco inclinados, donde el vértice del ala sobrescurrida NW presenta varios solevantamientos domales que suelen poseer un doble núcleo en que asoman los estratos de Oficina. El petróleo está en arenas de los estratos de Oficina y de Merecure.

Mientras que las estructuras referidas hasta ahora están relacionadas con el desvanecimiento de los movimientos plicativos en la orla, las estructuras que determinan los campos petrolíferos en el S de los Llanos, obedecen a otra causa. En el caso del campo de Tucupita, situado en el borde W del delta del Orinoco, y en el del campo Colangado de Temblador que está al W, se trata de fallas antitéticas con buzamiento fuerte al Sur; en ellas está el ala septentrional se ha hundido, de manera que el petróleo quedó aprisionado en las arenas de los estratos de Oficina que buzan suavemente al E. Al W del campo de Temblador, pero con algo de desplazamiento al N, están los campos de Guara y La Oficina y, antepuestos a estos, los de Nipa y Chimire cuyos yacimientos petrolíferos tambien están determinados por dislocaciones. Tambien en esta parte, las dislocaciones principales son paralelas a la márgen meridional de la cuenca, pero desde que la cuenca tambien se alza en direccion occidental, las estructuras de rumbo WSW tienden a curvar a la direccion WNW. Aparte de estas dislocaciones, se presenta un segundo sistema de saltos que tienen rumbo NW. En la mayoria de las dislocaciones, la seccion de estratos que mira hacia el interior de la cuenca, se ha hundido, pero tambien se presentan en movimientos de levantamiento. Coincidimos con MENCHER que estas dislocaciones de la vecindad del borde S de la cuenca de los Llanos, deben su existencia a distensiones, ocasionadas por los movimientos descendentes de los estratos hacia el interior de la cuenca. Pero tampoco nos parece del todo imposible que, debajo de estas dislocaciones, se halle oculto un descenso escalón en el declive de la superficie del basamento. Para la información más pormenorizada del proceso tectónico, remitimos a la descripcion de BUCHER. Sorprendentemente, tambien los campos petrolíferos de Guarico, a pesar de hallarse en el interior de la cuenca, están determinados por un mosáico de fallas de distintas orientaciones, entre las cuales sinembargo vuelven a predominar las de rumbo E-W. Esto puede estar conectado con el hecho de que el basamento no solo se levanta hacia el Sur sino tambien hacia el W, contra el dintel de El Baúl.

Este dintel, segun toda apariencia, es de gran importancia para las condiciones de sedimentacion en la cuenca occidental de los Llanos, que es la cuenca de Apure, en el sentido de que impidió el progreso del mar oligo-mioceno hacia el W. En el borde andino, solo los sedimentos paleocenos y eocenos todavia tienen desarrollo marino; todos los subsiguientes son terrestres y es de suponer que esto tambien ocurra dentro de la cuenca. Aunque esta region ha sido explorada recientemente en búsqueda de petróleo, hasta ahora y se han hecho perforaciones, hasta ahora solo algunas de estas (campo de Silvestre) lo han encontrado petróleo en la parte Norte, al SE de Barinas en los esquistos y calizas todavia gruesas del Cretáceo que subyacen el Terciario. Sobre las condiciones estratigráficas y estructurales todavia no hay pormenores publicados.

D. Observacion resumida sobre la constitucion geológica de la Cordillera Caribe en Venezuela y su relacion con las Antillas

La Cordillera Caribe de Venezuela es la extension oriental de la sierra de Mérida y por consiguiente de la rama oriental de la virgacion de la Cordillera Oriental de Colombia. Todas estas tres cadenas han sido plegadas y erigidas en el Terciario de un geosinclinal uniforme. El desarrollo de los depósitos mesozóicos es el mismo en todo el geosinclinal Caribe. El Triásico y el Jurásico estan representados en forma predominante por sedimentos terrestres y muchas veces por depósitos volcánicos, pero en Colombia se presentan transgresiones marinas durante el Triásico Superior y el Liásico que parecen ex-

panderse ~~pasajeramente~~ furtivamente hasta Venezuela oriental. Tan solo en el Cretáceo Inferior ~~se introducen~~ aparecen condiciones marinas generales de mayor duracion que persisten hasta el final de este período, con ~~intervalos~~ interrupciones cortas en el Albiano Superior y en el Senoniano Superior. Tanto en lo que se refiere a la constitucion de las rocas como en lo que atañe al contenido de fósiles, los ~~estratos~~ grupos de estratos ~~son~~ muestran un desarrollo muy similar ~~muy semejante~~. Los primeros movimientos orogénicos en la transicion del Cretáceo al Terciario, están indicados por un sedimento muy característico que está distribuido en depósitos individuales desde Trinidad hasta la ladera W de la Cordillera Oriental de Colombia que da hacia el valle del Magdalena. Son las calizas arenosas, frecuentemente glauconíticas del Paleoceno con su típica fauna de Numulitas-Orbitóides, las cuales anuncian el receso del mar ~~producido por~~ como consecuencia de la emersion de las cordilleras. Encima de ellas ~~hallanse~~ se presentan hiatos o depósitos terrestres del Terciario Inferior que frecuentemente carboníferos. Se ha querido utilizar como diferencia entre la sierra de Mérida y la Cordillera Caribe el carácter metamórfico de los estratos de esta última, pero el metamorfismo ya se presenta en los desfiladeros de la sierra de Mérida. Tampoco la aparente ausencia de estratos paleozóicos en la Cordillera Caribe, ~~podemos ver~~ prueba una diferencia sustancial; primeramente no está establecido que debajo de los estratos mas metamórficos de la cadena costera no existan formaciones paleozóicos, y luego, se trata de un argumento que no tiene que ver con el geosinclinal mesozóico y que se puede explicar muy sencillamente por el alzamiento mas pronunciado y la denudacion mas profunda del basamento premesozóico.

En la Cordillera Caribe se pueden distinguir una zona axial y otra zona marginal meridional que están compuestas de sedimentos mesozóicos inalterados. La última zona no es sino angosta en el W, pero gana en anchura hacia el E, de manera que en Venezuela oriental le pertenece la serrania del Interior. Es de suponer que tambien exista una zona septentrional de sedimentos mesozóicos, pero ella estaria hundida en el mar Caribe. Esta suposicion se respalda con la extension hasta el mar de sedimentos cretáceos localizados entre los rios Tocuyo y Yaracuy, en el sector NW de la zona axial. ~~Estaxzonx~~ En esta zona todavia se puede distinguir entre una zona de rocas menos metamórficas cuyo edad mesozóica está confirmada ahora por hallazgos de fósiles, y otra con un núcleo en que las rocas cristalinas se yerguen exponiendo en forma de neis granítico, neises y esquistos cristalinos, que sin embargo están localmente cubiertos por los sedimentos menos metamórficos. La zona nuclear cristalina vuelve a ~~exgirx~~ emergir, segun se vió, en la isla Margarita, allende ~~el hundimiento~~ la inmersion de la cadena de la Costa producida por el derrumbe fracturado de la bahia de Unare. La isla de Tobago que se halla en su prolongacion y es una avanzada hacia puesta en el Océano Atlántico, en cambio está constituida totalmente de sedimentos metamórficos que, a pesar de su estado sin embargo, pueden pertenecer al techo del núcelo cristalino. Ademas de esta isla, un resto de la Cordillera Caribe se halla conservado en la isla Barbados, situada a 200 km al NE de aquella. Este resto pertenece al borde de su zona sedimentaria septentrional y está formada de estratos del Terciario Inferior, erguidamente plegados. Es el mérito del geólogo suizo A. SENN, quien desapareció tan tempranamente, de haber aclarado vastamente la historia de esta isla de alto interés geológico. Las rocas mas antiguas que afloran en Barbados corresponden a la potente formacion de Scotland que está compuesta de una alternancia de esquistos arcillosos y areniscas tiernas, y que contienen, principalmente en la parte alta, una fauna típica de Numulitas-Discocyclinas del Eoceno Inferior que fué determinada por Mme. de CIZANCOURT y VAUGHAN. Es un ~~depósito~~

depósito sinorogénico, semejante al Flysch, cuyos minerales pesados de la cadena caribe nos indican que, en el tiempo de su generacion, el núcleo cristalino situado a distancia en el Sur, ya habia sido despejado por la erosion. Por lo tanto SENN supone que los estratos Scotland fueron depositados en un foredeep septentrional de la cadena y le fueron agregados a esta a raiz de una segunda fase plicativa que cae en el Eoceno Medio. Los estratos muestran un constitucion complicada de pliegues, cuyos sobrescurrimientos erguidos se dirgen con rumbo N 60° E al Océano Atlántico. Sobre los pliegues denudados de los estratos de Scotland se coloca en discordancia una secuencia, llamada formacion Joe River cuya estructura caótica es referida por SENN a la actividad de volcanes de lodo. Ella contiene bloques de una caliza arenosa gruesamente clástica, con fauna paleocena de foraminíferos. Se trata de equivalentes de la caliza de Soldado Rock en Trinidad que forma eivdentemente la base de los estratos de Scotland, pero no se ha encontrado in situ. Entre estos bloques la caliza tambien se encontraron pedazos de rocas del Cretáceo Superior y ello aclara que la ereccion de los estratos cretáceos en el flanco N de la Cordillera Caribe ya estaba consumada en el inicio del Terciario. La historia mas jóven de la isla está determinada por movimientos epirogénicos y no tiene nada en común con la de las Antillas Menores, situadas al Oeste. Los derrames de lodo de los estratos de Joe River, están superpuestos por la muy conocida formacion Oceanic que no está sino débilmente dislocada y corresponde al Eoceno mas jóven y al Oligoceno Inferior. Ella está compuesta de margas de globigerinas con contenido de radiolarias que, por el umento de las radiolarias trasalternancia con pasan a arcillas de radiolarias y margas de globigerinas, para luego convertirse otra vez por el predominio de la presencia de globigerinas en margas de globigerinas. El foredeep de entonces de la Cordillera Caribe por lo tanto fué sumergido considerablemente, con posterioridad al plegamiento erectivo y de denudacion, si bien las arcillas de radiolarias, con intermedios margosos, no se pueden interpretar inmediatamente como sedimentos abisales. Bancos de ceniza entre las arcillas de radiolarias, y margas de radiolarias, son el primer anuncio de la creacion en el occidente de la creacion al W de las Antillas Menores volcánicas. Estas por lo tanto son claramente mas jóvenes que la Cordillera Caribe y, como lo dijimos repetidamente, nada tienen que ver con esta. La Cordillera Caribe en verdad se dirije con su núcleo cristalino y sus flancos sedimentarios, en el espacio entre Barbados y Trinidad y muy al Este de la Antillas Menores, hacia el Océano Atlántico. Cierto doblamiento de esta cordillera hacia el NE está indicado por el rumbo de los esquistos metamórficos en la parte septentrional de la isla Tobago y por los pliegues de los estratos de Scotalnd en Barbados. De acuerdo con SENN, tambien en dos lomos del fondo marino que se desarrollan con rumbo NE, sobre la prolongacion de la cadena septentrional de Trinidad y de la isla Tobago, se puede ver un respaldo para la suposicion de un doblamiento de rumbo de la Cordillera Caribe. Como además la montaña plegada de las Antillas Mayores, al llegar al Océano Atlántico via de las islas Vírgenes y de la isla de St. Martin, permite reconocer un doblamiento en direccion mas al NE, segun lo explicamos en 1951, seria posible que ambas cordilleras hicieran conjuncion en el espacio del Océano Atlántico.

De acuerdo con lo expuesto, el geosinclina Caribe va delimitado en el Sur por el viejo escudo precambriano de La Guayana y en el N por la masa terrestre de Caribia. Esto quiere decir que la Cordillera Caribe fué plegada y erigida dentro de un geosinclinal colocado entre dos antíguas masas continentales; el estado metamórfico de los sedimentos lo referimos al plegamiento mas intenso provocado por estas circunstancias, que, a suvez y exceptuando los estratos basales, provocó, salvo algunos casos con algunas excepciones el metamorfismo dinámico, sin aporte de materia. El borde meridional

de Caribia está conservado en las penínsulas de La Guajira y de Paraguaná que son avanzadas hacia el Caribe del continente suramericano, y en lo demas, la vieja tierra está sumergido en el mar Caribe, a excepcion de las islas de las Antillas del Sur. Bajo esta denominacion se pueden reunir las islas holandesas de Aruba, Curazao y Bonaire, como tambien las islas menores situadas mas al Este antepuestas a la costa N de Venezuela. Esta islas que resurgieron del mar, nos dan noticia de una montaña plegada que fué formada en la transicion del Cretáceo al Terciario en la márgen Sur de Caribia. Por medio de los trabajos de L. RUTTEN y de sus discípulos estamos bien aleccionados acerca de la historia geológica interesante de estas islas de la cual damos aquí un breve resúmen. En las Antillas del Sur no acaece la transgresion sino en el Cretáceo Superior con rocas volcánicas básicas, puestas sobre el viejo basamento de Caribia. Este consiste en las islas Orchilas de neis, micacitas, filitas y cuarcitas esquistoseadas, entre cuyas rocas se presentan intrusiones de granitos bimicáceos. En tanto la serie eruptiva del Cretáceo, compuesta de diabasa y rocas porfiríticas solo está conservada en ~~como~~ resíduos erosivos de las islas menores que cubren el basamento, ella tiene mayor espesor en Bonaire y Curazao; las radiolaritas y las calizas con formminíferos hablan a favor de orígen marino. Sobre las rocas eruptivas transgrede el Cenoniano Superior con conglomerados basales y con calizas de rudistas y corales de agua panda que tambien se conocen de resíduos erosivos en las penínsulas mencionadas (véase pg...). En el límite cretáceo-terciario tuvo lugar un intervalo de plegamiento, y los conglomerados gruesos y arcosas de la base del Terciario contienen los productos de denudacion de la montaña que estaba surgiendo del mar. El rumbo de los pliegues es en Curazao ESE, en ángulo obtuso al eje de la isla que hoy se extiende alargada desde NW a SE. La erosion subsiguiente de la montaña admitió una nueva transgresion en el Eoceno Superior que depositó calizas con fauna típica de Orbitóides; estas calizas solamente fueron dislocadas débilmente. En la fase epirogénica de las Antillas del Sur que acaeció en el Terciario Superior, tuvo lugar un nuevo solevantamiento acompañado de erosion, hasta que la fragmentacion por tectonismo ruptural condujo a la formacion de los actuales núcleos de las islas actuales. Al comenzar el Pleistoceno, Aruba y Bonaire se erguian como islas, y Curazao como bajo y fueron provistas durante el descenso del nivel del mar durante este período de una franja o de un manto de calizas de arecifes coralinos. En el límute cretáceo-terciario, se formó cerca del borde Sur de Caribia una montaña plegada que surgió de un parageosinclinal epicontinental. Este se hallaba al N del geosinclinal Caribe y se diferencia de ella por el breve ciclo marino del Cretáceo Superior, compuesto principalmente de formaciones volcánicas submarinas y de calizas de arecifes que no se conocen en aquél. Desde la hilera de las islas pequeñas, la montaña se extendia hacia el E. Allende las islas de Orchilas, la hilera sufre una interrupcion a causa de un desfiladero de la profundidad de Leward en la parte N de las Antillas del Sur, pero mas hacia el E, ella continúa en el grupo de islas de Los Hermanos y Los Frailes, situadas al N de Margarita. En lo demas no se puede reconocer relacion alguna de la montaña de las Antillas del Sur con las Antillas Menores; aquella es notablemente mas antígua y tiene una constitucion bien distinta de estas. Es posible que en el W, la tierra Caribia tuvo un desfiladero hacia el Sur que se extendia desde la península de La Guajira via de la sierra de Santa Marta hacia la Cordillera Central de Colombia, pero esta cuestion solo s se decidirá cuando exista un mejor conocimiento de la constitucion geológica de estas regiones.

Todavia quiero referirme brevemente a las relaciones de la constitucion geológica con las condiciones de gravedad en la region de Las Antillas, a las cuales tuve ocasion de referirme ~~en 1951~~ con detencion. Segun la representacion de HESS, una zona de anomalia negativa fuerte pasa por la profundidad de Puerto Rico que está al Norte de las islas orientales de las Antillas Mayores. Ella dobla luego hacia el SE, junto con el extremo de esta profundidad, ~~hacia SE~~ y pasa ~~en~~ delante de las Antillas Menores en arco suave hacia el S, siguiendo en parte el lomo submarino que carga a la isla Barbados. Al E de Tobago, ella vuelve a doblar hacia el SW y se debilita fuertemente debajo del ensanchamiento de Trinidad. Originalmente, ~~HESS~~ hizo entrar la anomalia negativa via de Trinidad al continente suramericano, pero haciéndola abandonar ya en la region de la bahia de Unare y prosiguiendo hacia la zona de fuerte anomalia negativa que ha sido comprobada debajo del foso de Leward de la parte N de las Antillas del Sur. Despues (1949), sin embargo supone una extension estructural al W, debajo de la montaña caribe. Ahí, una depresion de dorso (downbuckling) habria causado durante el orogenesis de la transicion cretáceo-terciaria el metamorfismo de los estratos mesozóicos, y una anomalia negativa de las condiciones de gravedad que subsistiria tambien hasta hoy en dia. La misma zona de anomalia negativa que pasa al N de las Antillas, afuera del orógeno, por el espacio de la presente profundidad de Puerto Rico, estaria presente en el Sur, desde la transicion cretáceo-terciaria, debajo de un orógeno que actualmente ha sufrido vuelto a sufrir una fuerte emersion. Se consideran así como homólogas estructuras que, ni segun el tiempo ni segun el tipo de su formacion, han tenido que ver unas con otras. La formacion de las profundidades de Leward y de Puerto Rico debe haberse iniciado en el Terciario Superior, durante el cual, empero, segun las erupciones precedentes comenzó ya el fuerte solevantamiento y la denudacion de la montaña costera.

Bibliografia

Aguerrevere, S.E. y ZULUAGA, G., Observaciones geológicas en la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Bol. Geol. y Min. 1, 2, Caracas 1937 (ver tambien edicion inglesa).

BARR, K.W.A., A note on a small ammonoid fauna from the Northern Range of Trinidad. Brit. West Indies, Quart. Journ. Geol. Soc. 107, 1952.

BOLLI, H., The genus Globotruncana in Trinidad. B.W. Journ. Pal. 25, 2, 1951.

BORGER, H. D., Case History of Quiriquire field, Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 36, 12, 1952.

BUCHER, W., Geologic structure and orogenic history of Venezuela. Mem. 49, Geol. Soc. Amer. 1952.

COLBERT, E.H., A new cretaceous plesiosaur from Venezuela. Amer. Mus. Novitat. 1420, New York 1949.

DENGO, G., Geology of the Caracas region, Venezuela. Bull. Geol. Soc. Amer. 64, 1, 1953

DIETRICH, W.O., Zur Palaeontologie und Stratigraphie der Kreide und des Tertiärs in der Ostkordillere Ostkaribischen Kordillere Venezuelas. Centralbl. f. Min. etc. 1924.

DUSENBURY, A.N. y Wolcott, P.P., Rocas metamórficas cretácicas en la Cordillera de la Costa de Venezuela. Geol. Min. y Petrol. 1, 1. Caracas 1949.

EVANOFF, J., Geologia de la region de Altagracia de Orituco, (Carta 2507), estado Guarico. Bol. Geol. y Min. 1, 3, Caracas 1951.

FUNKHOUSER, H.J., SASS y HEDBERG, Santa Ana, San Joaquín, Guario and Santa Rosa oil fields, Central Anzoátegui, Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 32, 10 1948.

GERTH,H.,Antillen-Molukken,zwei Inselbögen,ein Vergleich des geologischen Baus und der Schwereanomalie.Geol. Rundsch. 39,1, 1951.

GONZALEZ DE JUANA,C.,Elements of diastrophic history of northeastern Venezuela.Bull. Geol. Soc. Amer. 58,1947.

HEDBERG,H.D.,Geology of the eastern Venezuelan basin.Bull . Geol. Soc. Amer. 61, 1950.

------- and PYRE, Stratigraphy of Northeastern Anzoátegui,Venezuela. (Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 28, 7, 1944)

------- Oilfields of Greater Oficina area,Central Anzoátegui,Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 31, 12, 1947.

HESS,H.H.,Gravity anomalies and island arc structure with particular reference to the West Indies. Proc. Amer. Philos. Soc. 79, 1, Philadelphia 1938.

------- y Maxwell,J.C.,Geol. reconnaissance of the island of Margarita, Venezuela.Bull. Geol. Soc. Amer. 60, 1, 1949.

ILLING,V.C. y KUGLER,H.G.,Eastern Venezuela and Trinidad.The science of petroleum. Oxford. Univ. Press 1938.

~~KUGLER,H.C.,Das Eozänprofil von Soldado Rock bei Trinidad. Eclog. Helvet. 18,~~

KEHRER,L.,Cabo Blanco beds of central Venezuela. Bull.Amer. Assoc. Petrol. Geol. 23, 12, 1939.

KUGLER,H.C.,Das Eozänprofil von Soldado Rock bei Trinidad.Eclog. Geol. Helvet. 18,1923.

------ The Eocene of the Soldado Rock near Trinidad.Bol. Geol. Min. II, 2,3/4,Caracas 1938.

------- Summary digest of geology of Trinidad.Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 20,11, 1936.

------- Jurassic to recent sedimentary environments in Trinidad. Bull. Ass. Souisse Geol. et Ing. Pétrole , 20,1953.

MAXWELL,J.C.,Geology of Tobago,Brit. West Indies.Bull. Geol. Soc. Amer. 50,1948.

MENCHER, J.C. et AL.,Geology of Venezuela and its oilfields.Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 37, 4, 1953.

PATTERSON,J.M. y WILSON,J.C.,Oil fields of Mercedes region,Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 37, 12, 1953.

ROD,E. y MAYNC,W.,Revision of Lower Cretaceous stratigraphy of Venezuela.Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 38,2, 1954.

ROST,M.,Die venezolanischen Inseln Las Aves,Los Roques,Las Orchilas und die Phosphatlagerstätte von Gran Roque..Zeitschr. D. Geol. Gesellsch. 90, 10, 1938.

RUTTEN,L., On rocks from the Venzuelan islands between Bonaire and Trinidad and on some rocks of Northwestern Venezuela.Proc. Kon. Acad. v. Wetensch. 34, 1, Amsterdam 1931.

------- On rocks from the Caribbean Coast Range between Puerto Cabello-La Cumbre and between La Guaira-Caracas.Proc. Kon. Acad. v. Wetensch. 34, 1, Amsterdam 1931.

-------- De geologische Geschiedenis der drie Nederlandsche Benewindsche Eilanden. De Westind, Gids 13, 1932.

------- New data on the smaller islands North of Venezuela.Proc. Kon. Academ. de Wetensch. 43, 7, 1940.

-------- On the geology of Margarita, ~~Island~~ Cubagua and Coche(Venezuela.Proc. Kon. Academ. de Wetensch. 48, 1940.

SENN,A., Paleogene of Barbados and its bearing on history and structure of Antillean Caribean region.Bull.Amer. Assoc. Petrol. Geol. 24, 9, 1940

-------- Die Geologie der Insel Barbados und die Morphogenese der umliegenden marinen Grossformen.Eclog. Helvet. 40,2, 1948.

SMITH,R.J.,Geology of the Los Teques-Cua region,Venezuela.Bull. Geol. Soc. Amer. 64, 1, 1953.

SPATH,L.F.,On some tithonian ammonites from the Northern Range of Trinidad. Geol. Magaz. ~~76~~ 76,1939.

TRECHMANN,C.T.y THOMAS,H.D.,Fossils from the Northern Range of Trinidad.Geol. Magaz. 72,1935.

WALL,G.P.,On the geology of a part of Venezuela and Trinidad.Quart. Journ. Geol. Soc. London 16, 1860.

WEYL,R., Die geologische Geschichte des Antillenbogens,unter besonderer Berücksichtigung der Cordillera Central von Santo Domingo. N. Jahrb. f. Geol. u. Pal. 92, 1950.

WILSON,C.C.,Los Bajos fault of South Trinidad. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 24,1940

WOLCOTT,P., Fossils from metamorphic rocks of the coast Range of ~~Trinidad~~ Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 27,1943.

CAPITULO V.

La distribucion de los volcanes jovénes en los Andes, sus relaciones con la constitucion geológica y los grandes fosos.

Asimismo como no es uniforme la constitucion geológica de ~~los~~ la Montaña de Los Andes desde Trinidad hasta Tierra del Fuego, no lo es la distribucion de los volcanes. Dentro del rumbo longitudinal de la montaña, ellos están sujetos a regiones bien definidas, separadas por otras que están completamente libres del volcanismo jóven. Bajo esta expresion comprendemos el volcanismo efusivo intenso que se inició en los Andes al final del Terciario en relacion con movimientos epirogénicos que entonces sustituyeron a los orogénicos. Mediante esta actividad volcánica de larga duracion, se edificaron durante el ~~Txx~~ Cuaternario altos cerros volcánicos, entre los cuales solo un número reducido ha podido proseguir la actividad hasta nuestros tiempos. Este volcanismo es en todas partes claramente distinto del mas antíguo, o sea del Terciario cuyas formaciones efusivas mayormente están en relaciones íntimas con procesos intrusivos que acompañaron el orogénesis de la montaña. Los volcanes jóvenes producen predominantemente lavas básicas de naturaleza andesítica o basáltica. Están reducidos a tres comarcas bien separadas entre sí. La septentrional comprende los volcanes de Colombia y Ecuador, la central los volcanes del Sur de Perú y de la cordillera chileno-boliviana, y el meridional por fin los picos de fuego de la cordillera chileno-argentina. A ellas se agrega, al parecer muy aisladamente, el Monte Burney en el sector Sur de la cordillera de Patagonia. Solamente los volcanes de la comarca septentrional se conocen relativamente bien por los trabajos de REISS, STÜBEL y FRIEDLÄNDER, y muchas muestras de rocas han sido examinadas petrográficamente por ellos y sus colaboradores. Pero aún ahí existen todavia bastantes divergencias sobre situacion, nomeclatura y, sobre todo, actividad en tiempos históricos. De las comarcas central y meridional no se dispone por ahora sino de ~~xixxxxx~~ descripciones pormenorizadas y de investigaciones petrográficas de algunos pocos volcanes.

Como primera medida, vamos a observar ~~ahora~~ la posicion de los distintos volcanes en el sistema de la montaña, asimismo que su relaciones con la constitucion geológica de ese sistema. Iniciemos la cuestion en el N y démosnos cuenta ~~primeramente~~ ante todo que los desfiladeros mas septentrionales de la Montaña Suramericana, principalmente las cadenas del Oriente de Colombia y Venezuela que tornan hacia el ~~NE~~ E, estan completamente libres de formaciones volcánicas jóvenes. Las rocas eruptivas mas jóvenes que se conocen en la cordillera venezolana, pertenecen al Terciario Inferior. Tan solo afuera del continente suramericano, y, segun hemos visto, del todo independiente de los desfiladeros orientales de la cordillera, ~~es decir~~ que es en la cadena aribe, el volcanismo vuelve a iniarse en la Antillas Menores. Tambien en el Occidente, los volcanes jóvenes no comienzan sino en las islas ~~antepuestas~~ ~~PANAMÁ~~ a la costa Sur de Panamá para luego proseguir desde ahí hacia los volcanes de Centro América (fig. 60).

El vocanismo jóven de Colombia está concentrado principalmente en la Cordillera Central, en especial a sus sectores central y meridional. Este ramal está limitado en ambos lados por fajas bajas en forma de fosos. En el caso del foso del Cauca-Patia, se trata de un graben legítimo cya ~~genera~~ creacion paulatina durante el Terciario Superior estaba acompañada de actividad volcánica efusiva, pero restringida esta al foso. El valle del Magdalena

que está al E de la Cordillera Central, en cambio está determinado por un ladeamiento del tronco antíguo de dicha cordillera hacia el Este; su gleba ladeada de Ibagué al N con unos 0-15° al E, llega hasta la márgen occidental de la Cordillera Oriental donde el basamento se hunde a lo largo de una zona de dislocaciones. En su sector meridional, por cierto tambien el valle del Magdalean parece adquirir más el caracter de foso. El tronco premesozóico de la Cordillera Central se compone igualmente ahí de glebas individuales, alargadas en el sentido del rumbo cordillerano, y sobre las cuales se conservan algunas veces restos de la cubierta sedimentaria. Pero los volcanes jóvenes acostumbran estar sentados en las rocas cristalinas antíguas, y sus relaciones con la constitucion por glebas todavia no han sido esclarecidas. El grupo septentrional de los volcanes jóvenes comienza con el Ruiz, Santa Isabel, Quindio y Tolima, conectados entre sí por un serie de cráteres tambien extinguidos y por puntos eruptivos viejos. Ellos estan situados aproximadamente en la mitad de la Cordillera Central y con sus productos volcánicos han formado la division de aguas. A unos 13 km al SE del Tolima, se halla el volcán pequeño de Machín, apagado, con excepcion de una actividad débil de fumarolas, pero circundado segun FRIEDLANDER por una caldera grande, semicircular. A una distancia de 270 km al S sin señal de volcanismo, sigue el Nevado del Huila, con 5750 m de altitud indicada en la plancha de Cali de la American Geographic Society of New York, volcan que no expandió mucho su material y que parece estar extinguido de largo tiempo atras. En el trayecto de 90 km entre el Huila y el Puracé, situado al W de Ponayan, se distingue al NE de Silvia sobre una grieta longitudinal un cono de andesita que parece ser el remanente de un volcan pleistoceno. A partir del Puracé comienza la serie de volcanes en parte activos que continua hasta el Ecuador y que ha cubierto la mayor parte de la cordillera central con gruesos productos volcánicos. Entre el Puracé que tuvo un erupcion especialmente fuerte en 1849, y el volcan apagado de Sotará, se halla un vasto campo hundimiento en forma de una planicie de Puracé, rellenado con cenizas inconsolidadas. En el pié NW del Sotará se encuentra un banco grueso de obsidiana con fenocristales de feldespato que respalda la tésis de Humboldt de que este fué el centro de explosion desde el cual fueron arrojadas las bombas y fragmentos de obsidiana que llegaron al N hasta Tuluá (200 km) y que R. LLERAS y CODAZZI y STUTZER interpretaron como tectitas en vista de la ranuracion característica de los aerolitos. A partir de este cono, el volcanismo ya no sigue la cumbre de la Cordillera Central sino que va desplazándose progresivamente hasta Pasto a la pendiente occidental de la misma. Ahí siguen los volcanes de Doña Juana y el de Bordoncillo situado al N de la laguna de Cocha, ambos con cráteres bien conservados. En el xxxxxx Galeras, en cuyo pié está la ciudad de Pasto, el volcanismo llega al borde oriental del foso del Cuaca-Patia y al mismo tiempo traspasa al borde oriental de la Cordillera Occidental en Colombia, donde se hallan de N a S, el Azufral, volcan apagado y en ruinas, el Cumbal y el Chiles con actividad de solfataras ambos; desde ahí los volcanes continúan por la misma cordillera al Ecuador. Como lo explicamos anteriormente, las relaciones entre el foso del Cauca-Patia, cubierto en la region de Pasto por muy gruesos depósitos volcánicos, y su prolongacion hacia el Ecuador, no están bien esclarecidas. Esta prolongacion parece estar desplazada algo al W en comparacion al foso mismo. Sinembargo, segun su constitucion geológica, la Cordillera Oriental del Ecuador es la extension directa de la Cordillera Central de Colombia. En el Ecuador, la Cordillera Occidental consta, como en Colombia, de porfiritas y de sedimentos intercalados del Cretáceo. El foso entre las dos cadenas cordilleranas, o sea el terreno interandino, alto de Quito con elevaciones de 2600 hasta 2800 m, se halla rellenado con depósitos terciarios y pleistocenos, entre los cuales principalmente estos alcanzan espesores grandes a consecuencia de la participacion de material volcánico. Hacia el Sur, el foso continua en una serie de cuencas con afloramientos bastante extendidos de estratos del Terciario Superior que contienen restos de plantas y restos de conchas. Los muchos

intensos terremotos en el espacio del terreno interandino de Quito, el último en 1949, indican que los movimientos en las dislocaciones marginales del foso no se han aquietado todavia. En Ecuador, los volcanes solo por excepcion se hallan en el interior de las cordilleras. Encima de las dos dislocaciones principales que delimitan el foso, los volcanes estan dispuestos en dos hileras, pero aparecen tambien sin órden aparente en el interior del foso, como por ejemplo el Imbabura, Cayambe, Cotopaxi y Chimborazo. Segun STÜBEL, hay así en la parte septentrional de la faja interandina, unos 40 volcanes que por cierto están apagados en la gran mayoria, pero se hallan conservados muy bien en sus formas. Afuera del foso hay impuestos a la cumbre de la Cordillera Oriental otros dos volcanes, que son el Reventador en el N y el activo Sangay en el S. Todavia mas al Oriente, se levanta, ya en la orla de la cordillera, el volcan de Sumaco sobre un suave solevantamiento de rocas cretáceas; acerca de sus lavas que se distinguen por su contenido alcalino de las de todos los demas volcanes de las cordilleras, ya tuvimos ocasion de llamar la atencion (pg....). El grupo referido de volcanes permite reconocer claramente que la presentacion y la disposicion de los volcanes jóvenes es independiente de la constitucion geológica de los ramales andinos a los cuales se superponen. En efecto, hemos visto que la línea de volcanes se desplaza en el Sur de Colombia desde la Cordillera Central que es un tronco de rocas cristalinas antíguas, hacia la Cordillera Occidental, formada de rocas mesozóicas, mientras que en el Ecuador los volcanes aparecen en el borde y en el interior de las dos cordilleras aludidas, de composicion geológica tan pronunciadamente contrastada.

En el Sur del Ecuador, el volcanismo vuelve a cesar, y tambien el Perú septentrional y central están totalmente excentos de volcanes. Tan solo en el Sur del Perú comienza el segundo grupo, el central de los volcanes jóvenes, emplazado en la Cordillera Occidental. En el comienzo se presentan algunos cráteres apagados, pero pronto sigue en Arequipa el como activo del Misti. Desde ahí los volcanes se pueden seguir al SE hasta que su rumbo volteas a la direccion N-S, a partir de la region de Arica, y conforme a la orientacion de la Cordillera Occidental y de la costa. El zócalo de la cordillera en el flanco poniente consta de sedimentos mesozóicos y de rocas eruptivas, pero la division de aguas hacia el altiplano de Bolivia está formada casi íntegramente por los volcanes jóvenes y el material por ellos producido. En ocasiones, los volcanes jóvenes avanzan algo mas Este, hacia el borde del altiplano boliviano, como es el caso de la pirámide esbelta del Sajama, volcan apagado. No es sino mas al Sur, que en la frontera chileno-argentina, que vienen a colocarse los volcanes en el arco saliente al E sobre el borde de llanura alta de La Puna y que ademas se distingue por un volcanismo intenso del Terciario Superior. Su subsuelo profundo está compuesto de Paleozóico con intrusiones de granito, y de glebas entreplegadas del Mesozóico terrestre. Entre los 22 y 23° lat. N se halla una concentracion especialmente fuerte de los volcanes jóvenes que se extienden con muchos hogares apagados a la region de La Puna. En este trayecto, vuelve a anteponerse a la faja volcánica una zona hundida que es el foso dentro del cual se halla el Salar de Atacama, perceptible con estrechamiento hacia el sur hasta allende el Salar de Punta Negra. Este graben separa la Cordillera de Domeyko, situada al W y constituida de mesozóico marino, de la márgen occidental de La Puna que se halla al E y que está sepultada casi integramente bajo material volcánico. Mas al Poniente sigue el terreno hundido del gran foso del Norte de Chile que comunmente se llama Pampa de Tamarugal. Ella termina como mesa pareja en la costa al Sur de Arica; mas hacia el Sur, está separada de la costa por el desfiladero N de la Cordillera de la Costa Chilena.

de la Costa de Chile. En la Pampa de Tamarugal yacen los depósitos mas ricos de salitre del Chile. Ella se puede perseguir allende el rio Laja en direccion S hasta la region al NE de Antofagasta. Tras ligera interrupcion, hay indicios de ella, en forma de cuencas, en las cuencas de Agua Blanca y Pueblo Hundido. Tan solo a corta distancia hacia el S, tambien en la cordillera terminan los volcanes jóvenes con el volcapn de Copiapó. Los volcanes del grupo central manifiestan igualmente su independencia del orogénesis andino. La mayoria de los volcanes en verdad aparecen en los estratos mesozóicos que constiyuyen la Cordillera Occidental, pero en parte tambien avanzan al bloque paleozóoico del altiplano de Bolivia que se resistió al plegamiento jóven y solo pudo ser integrado, rupturado en glebas, a la cadena jóven. El grupo volcánico permite reconocer con especial claridad que no existe nexo alguno entre él y los plutones jóvenes que surgieron en relacion con el orogénesis andino. Los plutones mas extensos los hallamos en las Cordilleras Occidental e Intermedia del Norte del Perú, así como en la Cordillera Oriental de Bolivia; sinembargo, estas cordilleras estan completamente desprovista de volcanismo jóven. Es cierto que los procesos intrusivos se extinguen con producciones efusivas, pero estas se reducen al Terciario, como por ejemplo las rocas eruptivas de la formacion de Rimac de Perú y las dacitas estañíferas del altiplano de Bolivia.

El grupo volcánico meridional no dista mucho del septentrional, y posiblemente tampoco está separado tan agudamente como el este. HAUTHAL enumera en su lista algunos volcanes de enlace entre ambos grupos, pero después de haber sido infirmada la naturaleza neovolcánica del Mercedario y del Aconcagua, no resta mayor cosa de estos nexos; segun GRÖBER, el Tórtolas (5650m), ubicado algo al N de los 30° lat S, es un volcán pleistoceno. El grupo meridional comienza con el Tupungato (6650 m) y con el Tupungatito (5640 m). La cresta de aquel consta de lavas pleistocenas-basálticas que se extienden sobre un zócalo de Paleozóico y de pórfido cuarzoso, de manera que no se le puede incluir entre los volcanes jóvenes. El Tupungatito que está situado algo al SW, es un volcan todavia débilmente activo. La hilera de volcanes continúa luego en agrupacion distanciada via del San José y Maipú hasta el curso superior del rio Atuel, donde llega a tener su fin al Sur del Overo en un serie de volcanes cuaternarios apagados. Estas ruinas volcánicas del Cuaternario son ejemplos clásicos para las relaciones recíprovas entre acumulacion de material volcánico y erosion glacial, al haber rellenado sus productos efusivos el relieve glacial de la glaciacion mas antígua, mientras que los valles en forma de canoa de la glaciacion mas reciente, en forma de canoa, por su parte volvieron a cortar enseguida las rocas volcánicas. Debido a la ereccion jóven de la cordillera, hallamos en los valles que conducen a su márgen oriental, restos de derrames de lava de estos volcanes, colocados en diversos niveles muy por encima del suelo de los valles, mientras que los posteriores se extienden en las terrazas mas jóvense de los rios. En esta region que en su tiempo tuve ocasion de explorar, despues de la inmersion de la Precordillera paleozóica en el rio Diamante, el jóven volcanismo tambien aparece en el píe oriental de la cordillera, por cierto menos en forma de cerros volcánicos que una vez estuvieron constituidos, como en la de derrames de grietas que aumentan en importancia hacia el Sur y que finalmente componen el vorland patagónico, las extensas mesas bien conocidas; ellos se expanden sobre cubiertas de cascajos cuaternarios que posteriormente fueron erodadas y entrecortadas. Después de la extincion de la vieja hilera volcánica del Sur del Atuel superior, se presenta otra nueva, situada a unos 50 km al W. Ella comienza en el lado chileno de la cordillera con el volcan Tinguiririca, al curso superior del rio Tinguiririca, al N de Baños del Flaco. Mas al

gran
Sur sigue la ruina del volcan de Peteroa-Planchón. El cráter del Peteroa que visité en 1912, estaba entonces cubierto por hielo glacial, irrumpido por algunas fumarolas; despues, LANKENAU lo visitó en tiempos mas recientes y encontró los alrededores de las fumarolas despejadas de hielo, lo cual es otra demostracion para el retroceso fuerte de los glaciares de la cordillera que viene persistiendo desde hace años. El grupo volcánico que se agrega al Sur es el del Descabezado, un bello ejemplo de la migracion de las erupciones en una grieta la cual tiene orientacion N-S. En el término N está situado el Descabezado Grande, el volcán mas alto del grupo. El agudo Cerro Azul del extremo Sur probablemente no es sino el último resto de un volcan pleistoceno derrumbado. En su pié N se halla un crater pequeño y apagado que puede haberse formado despues del derrumbamiento. A corta distancia al N está el Quizápu, el cráter mas jóven de la hilera que tuvo en 1932 una enorme erupcion de ceniza a la cual nos referiremos adelante. Con el volcán Yeguas, tambien termina esta hilera y de nuevo se presenta un desplazamiento al W. Los primeros representantes de la nueva hilera son los Nevados de Chillán, al S E de la ciudad del mismo nombre situada en el valle longitudinal chileno; estos volcanes están a poca distancia al E del borde de la cordillera y fueron investigados por BRÜGGEN. Tambien en este caso se trata de dos cráteres principales, pero situados sobre una grieta de rumbo WNW-ESE y comunicados por varios centros eruptivos secundarios. El volcán nuevo surgió en la márgen E de la grieta, no surgió sino en 1906, simultáneamente con el terremoto de Valparaiso. Todos los cráteres se sitúan sobre un gran domo antígue compuesto de lava que es alargado en el sentido de la grieta volcánica. Al SSE de este grupo de volcanes, tambien sobre el flanco W de la cordillera, se halla el Antuco, y, al N del curso superior del Bibio, el Copahue que ha producido segun GRÜBER, en union de algunos volcanes de su vecindad, una desplazamiento considerable de la division de aguas hacia el Occidente. Al Sur del rio Biobio, los volcanes, entre ellos el Tolhuaca y el Lonquimay, salen del área de las rocas eruptivas y sedimentos mesozóicos, que se desplazan al E sobre el lado argentino de la cordillera, y quedan en la zona de las rocas cristalinas que a estas latitudes vienen a traspasar de la Cordillera chilena de la Costa a la Cordillera principal. En esta cordillera se suceden los volcanes uno tras otro y el de Osorno vuelve a desplazarse al W, en el pié de la cordillera. Mas al S flanquean la margen E del golfo de Corcovado y terminan por fin en el canal de Moraleda con el Maco. En Neuquen, hasta el lago de Nahuelhuapi, hay algunas ruinas de volcanes que están antepuestas a la hilera de volcanes activos. Con respecto al Tronador que se halla al SW del lago nombrado, las investigaciones de LARSSON pudieron demostrar que fué erigido durante el gran interglacial suramericano.

Las relaciones del grupo meridional con el Valle Lonitudinal chileno son especialmente llamativas. Esta depresion en forma de foso que separa la Cordillera de la Costa de la Cordillera Principal, comienza al N de Santiago. Mas o emos a la misma latitud se inicia tambien en la cordillera el volcanismo jóven. Este acompaña el Valle Longitduinal chileno en toda su extension hasta desvanecerse hacia el Sur en el terreno isleño de la costa del Pacífico de la Patagonia septentrional; sobre la misma latitud tambien termina el jóven volcanismo en la cordillera vecina. En el Norte de Chile, en el trayecto desde Santiago hasta Copiapó donde no se desarrollan hay hundimientos de foso, faltan significativamente los volcanes jóvenes. Pero estos vuelven a manifestarse inmediatamente de ahí al N, tan pronto se presentan grandes hundimientos de foso en el vorland al W. Este compañerismo entre el volcanismo jóven y las depresiones de fosos que tambien habíamos constatado en el grupo volcánico septentrional, es tan llamativo que a primera vista se podria pensar en una conexion inmediata, por ejemplo de tal

naturaleza
modo que la pérdida de masa producida por el material extraido en los volcanes se compensaria mediante grandes hundimientos rupturales. En contra de esta tésis sinembargo habla tanto la mayor edad de los fosos como ademas el distanciamiento bastante considerable entre de los volcanes y los fosos. En el Norte hemos visto que el foso del Cauca-Patia de Colombia está rellenado de sedimentos terciarios, en parte marinos; lo mismo sucede en la parte meridional del Valle Longitudinal de Chile, para el cual BRUGGEN igualmente supone una preformacion infraterciaria. Los depósitos terciarios del Terciario Inferior con mantos de carbon y los sedimentos marinos del Mioceno, empero no alcanzan espesores apreciables y parecen estar relegados a la parte meridional del Valle Longitudinal. Los mismos estratos terciarios los encontramos tambien en los escalones marginales de la Cordillera de la Costa, a lo largo de los cuales está fracturada ella se hunde hacia el Pacífico; aisladamente están conservados dichos estratos en hundimientos de la Cordillera de la Costa misma. Así es muy bien factible que el mar terciario no solamente penetró por una u otra de las depresiones fracturadas de la Cordillera de la Costa hacia el Valle Longitudinal y se expandió en este, sino que con frente vasto invadió el tronco de este ramal andino y avanzó hasta el borde de la Cordillera Principal, siendo de suponer que en aquel tiempo todavia no existia el Valle Longitudinal. Otras observaciones de BRUGGEN que respaldan la suposicion de que dicho valle tampoco estaba constituido en el Pleistoceno Inferior, ya tuvimos ocasion de exponerlas. En el Cuaternario Superior, sinembargo, hay evidencia de que este foso ya existia en una forma semejante a la actual, porque BRUGGEN pudo demostrar que no solamente los glaciares de la última glaciacion pudieron penetrar por los valles de la cordillera hacia el Valle Longitudinal, depositando en este sus muros de morenas frontales, sino que tambien existen rastros de una cubierta glaciar mas antígua en forma de greda de arrastre glaciar, encontrados en cerca de Santiago en el Valle Longitudinal. La edad de la formacion de los grandes fosos longitudinales aparentemente fué bastante variada. Mientras que la primera formacion del foso del Cauca-Patia, situado a gran distancia en el N del continente, tiene lugar tempranamente en el Terciario, el Valle Longitidinal de Chile solo fué creado durante el Pleistoceno.

Las masas extraidas por los volcanes llegan a tener volúmenes que aún hoy en dia son de consideracion. Con motivo de la erupcion del Quizápu en el año de 1932, las cenizas arrojadas se expandieron sobre toda la Pampa de la Argentina hasta la costa del Atlántico en Uruguay y en el Sur del Brasil. Segun los cálculos de KITTL, la masa extraida fué de 5.000 km^3 (fig. 61). Esta pérdida de masa evidentemente se ha compensado con hundimientos en el área de los volcanes mismos; así tenemos que el grupo del Descabezado del cual forma parte el Quizápu, está situado en un campo de hundimiento expresivo. El relieve cordillerano original se halla sumergido en la vecindad del grupo volcánico y está encubierto con lavas y tobas, de modo que el terreno ha adquirido el caracter de planicie. Un campo de hundimiento semejante lo hemos conocido del volcán Puracé en Colombia, en cuya planada aterrazada de Paletará se depositaron hasta 500 m de material volcánico, cenizas principalmente, que ocultan el relieve antíguo. Pero en lo que atañe a los grandes hundimientos longitudinales de foso, solo en el caso del Ecuador podria haber sido posible una conexion semejante y directa con el volcanismo jóven; segun nos dimos cuenta, este foso en parte está ocupado por volcanes ella misma, en parte flanqueado por ellos. Para los demas fosos, tal correlacion me parece improbable en vista de su mayor edad y de la mayor distancia con respecto a los volcanes. sos fosos deben su creacion a distensiones que tambien ocasionaron

los hundimientos fracturados que determinan el curso actual de la costa del Pacífico. Estas distensiones que se presentan despues de terminado el orogénesis andino, exaltaron tambien el orogenismo jóven que al parecer se concentró a aquellas partes de la cordillera donde ellas fueron especialmente intensas y donde habia condicido mas al W a la formacion de fosos. En estas regiones, tambien tuvo lugar formacion de grietas mas al E que admitió el ascenso del magma y el establecimiento de volcanes. En nuestro concepto, no se puede excluir la posibilidad de que los hundimientos que en la actualidad están localmente circunscritos a la vecindad inmediata de los volcanes, puedan ser un inicio de formacion de nuevos fosos, comparables a los fosos del terreno interandino alto del Ecuador cuyo desenvolvimiento desde luego no ha terminado en el presente.

Las conclusiones de nuestra contemplación de las relaciones del volcanismo jóven de la Montaña de Los Andes con la constitucion de esta, se pueden resumir en los tres puntos que siguen:

1) Los volcanes jóvenes no guardan relacion directa de clase alguna con las estructuras formadas por el orogénesis andino y con los plutones que ascendieron en conexo con este orogénesis; ellos se han desenvuelto en completa independencia de estos procesos mas antíguos, a saber en nuevas líneas estructurales que están conectadas con movimientos epirogénicos.

2) Los volcanes jóvenes no se hallan repartidos parejamente en todo el sistema de la montaña, sino que están acumulados en tres comarcas separadas entre sí, y dentro de estas por regla están ordenados en hileras que son mas o menos paralelas a la costa. Ellos aparecen en asocio de fajas hundidas y alargadas con caracter de fosos que mayormente están situados muy al Occidente, próximos a la costa del Pacífico. Estos fosos deben su existencia a distensiones que por un lado ocasionaron las fracturas de hundimiento de la costa hacia el fondo del Océano Pacífico, y por otro hicieron posible el ascenso de las lavas por la via de las grietas de igual rumbo que se formaron mas allá, en el interior de la cordillera, proceso este que condujo a la formacion de los volcanes jóvenes.

3) Las áreas de virgacion de la montaña de Los Andes y sus ramales, que tuercen hacia el Oriente, son libres de volcanismo. Tambien el sector andino del Perú que difiere del rumbo general N-S por llevar direccion SE-NW, tambien está casi completamente libre de volcanes. Segun hemos visto, este cambio de rumbo de los Andes ha sido ocasionado muy probablemente por amoldamiento de los pliegues jóvenes a estructuras mas antíguas; en esto, y especialmente en la rigidizacion consiguiente del subsuelo, queremos ver la causa por la cual la distension fué en general menos efectiva y por lo tanto impidió la generacion del volcanismo jóven.

Bibliografia

FRIEDLANDER, J., Über einige Vulkane Columbiens, I. und II. Teil. Zeitschr. f. Vulkanologie 10, 1927.

GROBER, P., La región de Copahué y su glaciacion diluvial. An. Soc. Argent. Geograf. Gaea, Buenos Aires 1925.

HAUTHAL, R., Distribucion de los centros volcánicos en la República Argentina y Chile. Revista Mus. La Plata, XI 11, 1903.

KITTL, E., Estudio sobre los fenómenos volcánicos y material caido durante la erupcion del grupo del Descabezado en el mes de abril de 1932. An. Mus. Nac. Hist. Nat. 37, Buenos Aires 1933.

LARSSON, E., Vulkanische Asche vom Ausbruch des chilenischen Vulkans Quizápu, 1932, in Argentinien gesammelt. Bull. Geol. Inst. Upsala 25, 2, 1932.

------- Petrology of interglacial volcanics from the Andes of northern Patagonia. Bull. Geol. Inst. Upsala 28, 1940.
LJUNGNER, E., Geologische Aufnahmen in der patagonischen Kordillere. Bull. Geol.Inst. Upsala 23, 1931.
RECK, H., Der Ausbruch des Quzápu.Naturwissensch. 21, 1938.
STUBEL,A., Die Vulkangebirge von Ecuador. Leipzig 1897.
--------- Die Vulkanberge von Colombia. Dresden 1906.

CAPITULO VI.

Resúmen de los Resultados.

1. El espacio sedimentario de los Andes(fig. 62).

La historia de la Montaña de Los Andes en Suramérica comienza con la fragmentacion de ella predecesores que son las montañas paleozóicas dentro del espacio andino. Hemos observado que,principalmente en las partes orientales de los Andes,los estratos paleozóicos constituyen la estructura inferior sobre la cual transgreden los depósitos mesozóicos. Si en otras partes de la montaña,los estratos mesozóicos yacen directamente sobre el basamento cristalino,como sucede en la Cordillera Central de Colombia,es de suponer que ahí el Paleozóico solo fué presa de la denudacion porque todavia se halla conservado en interplegamientos, o sobre hasta ahora en los flancos de estos ramales en otros sitios.Unicamente no se conoce el Paleozóico en la Cordillera de la Costa de Venezuela y en los Andes Antárcticos de Patagonia,pero existe la posibilidad que esté contenido en las series de esquistos metamórficos de estos sectores andinos.En la Puna,en el terreno serrano de Bolivia y en las precordilleras de la Argentina,segun lo explicado,han sido agregadas extensas partes de la montaña paleozóica a la cordillera jóven. Esta montaña paleozóica probablemente tambien se conserva en el subsuelo mas profundo de toda la Cordillera Argentino-Chilena,hasta la costa del Pacífico, vuelta a la que en el borde occidental de la Cordillera de La Costa de Chile se encuentran al N de Valpariaso estratos del Paleozóico Inferior y Superior. Despues de sumergirse la Precordillera en el rio Diamante, el Paleozóico se prolonga hacia el Sur por en el subsuelo de la Cordillera Principal,segun lo demuestra la presencia de fósiles marinos del Carbonífero Inferior en estratos del núcleo premesozóico de la cordillera del Viento en Neuquén. Aún,todavia en el Norte de la Patagonia,recientemente, se ha descubierto Paleozóico Superior del vorland de la cordillera. Hacia el N,el Paleozóico de Bolivia se extiende por la Cordillera Oriental del Perú. En el NW de este pais,aparece ademas en el borde poniente de la Cordillera Occidental,y en Paita el Paleozóico Inferior y el Carbonífero marino rumban al mar con direccion NW.Por lo tanto hay la apariencia de que existiá una montaña paleozóica debajo de toda la montaña argentino-chilena y peruana que abondona el continente en el Perú.Pero tambien en el subsuelo de los Andes Caribes orientales se encuentra una montaña paleozóica. Se conoce el Paleozóico Inferior y Superior de la márgen oriental de la Cordillera Real del Ecuador y de la serrania antepuesta de Cutucú,y en Colombia los mismos estratos paleozóicos afloran en los macizos antíguos de la Cordillera Oriental,además del Paleozóico Inferior que se conoce del borde E de la Cordillera Central(Cristalina).Mas al N,el Paleozóico continúa tanto hacia la serrania de Perijá como hacia la sierra de Mérida.En la actualidad todavia es difícil de decidir la cuestion si esta monataña paleozóica

del subsuelo de los Andes Caribes orientales, que yace en el subsuelo de las cordilleras del Sur, y si representa solo un ramal oriental del terreno paleozóico de estas. La fauna del Devoniano en los Andes Caribes es muy sustancialmente diferente, segun CASTER, de la de los Andes meridionales; la fauna del Permocarboniano todavia es muy poco conocida para dictar un fallo. Tampoco se puede decir en la actualidad si la montaña paleozóica Caribe, en el N, ha entrado en virgacion de modo semejante como la Cordillera Oriental de Colombia, o si el Paleozóico de la serrania de Perijá y el de la sierra de Mérida corresponden a un orógeno antíguo cuya parte central se halla hundida en la cuenca de Maracaibo. anto el borde oriental de la montaña Caribe como el de la montaña paleozóica de Gondvana coinciden con la márgen oriental de la actual Montaña de Los Andes, como lo demuestran los estratos eopaleozóicos con buzamiento suave que se hallan en la sierra de La Macarena (Colombia) y los del neopaleozóico de la márgen occidental de la masa brasilera. Indicios del plegamiento caledoniano ya se encuentran en las precordilleras y, con motivo de la discusion de la Cordillera Oriental de los Andes centrales, hemos visto que con respecto al cambio de rumbo de las montañas, las estructuras caledonianes que vienen con rumbo NW desde el Brasil occidental y se dirigen adentro del espacio andino, muy probablemente desempeñan un papel importante. Tambien, la transgresion del Devoniano Inferior extendida por toda la parte oriental de los Andes centrales, avisa un plegamiento caledoniano. Ella aporta una fauna típicamente austral que revela relaciones ámplias con el Devoniano Inferior de la montaña del Cabo del Africa y hace probable una comunicacion con el geosinclinal de Gondvana. Dentro del área de este geosinclinal estan tambien en Suramérica el sistema orogénico de la sierra de La Ventana en la provincia de Buenos Aires y el de la parte N de las Islas Malvinas. En contra de la opinion de HARRINGTON, nosotros de que la sierra de La Ventana es un sector orogénico de edad muy jóven, nosotros sostenemos nuestro criterio de que tambien en este caso se trata de un sector hercínico de montaña del ciclo hercínico. HARRINGTON ciertamente nos ha proporcionado un bello mapa geológico de la sierra de La Ventana y de la de Curamalal, pero sin acompañamiento de secciones geológicas. De las interpretaciones anteriores de KEIDEL y de SCHILLER sinembargo se deduce sin lugar a dudas que el plegamiento del Paleozóico inferior en estas sierras es mucho mas intenso y que las estructuras complicadas producidas por él son muy diferentes de las suavemente plegadas de los depósitos permianos. Estos transgreden en la ladera oriental de la sierra de La Ventana con formaciones glaciales sobre los pliegues denudados de los estratos eopaleozóicos de cuyos productos de erosion estan constituidos. Las dos sierras referidas no presentan sino un pequeño resíduo de la montaña paleozóica de la márgen septentrional de las montañas de las Gondvánides; en cierto modo no son las raices de esta montaña, hundidas en el basamento prepaleozóico del subsuelo de la Pampa Argentina, que vuelven a emergir pronto en direccion WNW, razon por la cual ya no podemos decidir la cuestion si son ramificaciones de la montaña paleozóica de las precordilleras argentinas, ni donde se desprenden. En cuanto a las precordilleras, BRACACINI ha llamado la atencion recientemente hacia la importancia de la fase orogénica del Devoniano Medio que equivale a la acadiana en Norteamérica. Tambien en el Perú, el Paleozóico Inferior, incluso el Devoniano Medio bajo, estan mas intensamente plegados que el Permocarbonífero, y, ademas, este está superpuesto con al parecer concordantemente por la serie eruptiva del final del Pérmico y del Triásico, y por el Liásico marino. Se obtiene así la impresion de que el plegamiento acadiano fué el orogénesis principal de los predecsores gondvanídicos meridionales de la Montaña orogenisis

Andina, y que a los plegamientos tardipérmicos en muchas partes de la montaña hayan atribuído una importancia mucho menor. Las condiciones en los predecesores de los Andes Caribes parecen haber sido distintos. La seccion geológica descrita por LIDDLE del rio Cachirí en la serrania de Perijá (fig. 49), permite reconocer un hiato, pero no una discordancia angular entre el Devoniano Medio y el Carbonífero, y una superposicion semejante parece tener lugar en la sierra de Mérida; esto quiere decir que en dichos macizos sobre todo la fase mas jóven del orogénesis paleozóico fué efectiva.

La historia de la jóven Montaña de Los Andes comienza con el desmantelamiento y la fragmentacion de sus predecesores producidos por movimientos epirogénicos que iban acompañados en casi todo el espacio andino de intensa actividad volcánica y que se prolongaron por toda el Triásico inferior y medio. Los productos de denudacion de los orógenos paleozóicos los encontramos depositados en forma de los potentes sedimentos terrestres de tipo predominentemente clástico grueso y de color rojo. A causa de la variabilidad del relieve del subsuelo, su espesor tambien es variable, pero aumenta frecuentemente mucho a causa de las rocas volcánicas intercaladas, lo cual hace prever hundimientos locales importantes. A estos depósitos pertenecen la parte inferior de la serie de Giron-La Quinta en los Andes Caribes, presumiblemente una parte de la formacion Puca de los Andes centrales septentrionales y la serie superior de Paganzo de los meridionales. Estas dos últimas están restringidas al terreno serrano y a las precordilleras en el Oriente, mientras que hacia el W, en el propio espacio cordillerano, van sustituidas por una gruesa serie efusiva de lavas de pórfido cuarzoso y de porfirita. Esta serie triásica reposa, en la Cordillera de la Costa del Chile central, discordantemente sobre el basamento y sobre los entreplegamientos de estratos paleozóicos en este. En la Argentina central, ella se expande al Oriente sobre toda la orla. Solo a partir del Triásico Superior el hundimiento va ganando localmente la supremacia sobre las deposiciones terrestres y el relleno con material eruptivo. Durante el tiempo cárnico-nórico, se realizó en Perú central una vasta transgresion marina que envia una ramificaion al N que pasa por la region de Cutucú en el Oriente del Ecuador y llega hasta la Cordillera Central de Colombia. En el Sur, la transgresion marina (Lizas, Cosuperior) queda restringida casi completamente a la márgen occidental del continente donde se le conoce de la region al N de Valpariso y del curso inferior del rio Bibbio. Hacia el Oriente se reemplaza por sedimentos limno-terrestres de terreno llano que contienen ricas floras que anteriormente fueron consideradas en general com réticas, pero que mayormente corresponden al Keuper, segun pudo demostrarlo FRENGUELLI. En la parte septentrional de los Andes Peruanos, las calizas nóricas van seguidas inmediatamente por los estratos líásicos con Psilocerites y Arietites. Todo el resto del Jurásico de los Andes septentrionales del Perú y de los Andes Caribes no está representado sino por depósitos terrestres, a los cuales se intercalan frecuentemente en Colombia lavas porfiríticas (serie superior del Giron). La transgresion del Liásico Inferior es deconocida con respecto a las cordilleras meridionales, en cambio ahí el resto del Jurásico, desde el Sur del Perú a lo largo de toda la cordillera chileno-argentina, es parcialmente marino, pero la permanencia marina que comprende el tiempo del Liásico Medio hasta el Bajociano, y otra vez el Calloviano, el Oxfordiano y el Tithoniano, se interrumpió dos veces. La regresion mas antígua en el Bathoniano está indicada en el Sur del Perú por estratos terrestres con generacion de carbon, y mas al Sur por un hiato que comprende todo el piso o una parte considerable del mismo. La inclusion de estratos potentes arenoso-calcá-

reos de la sierra de Vaca Muerta(Neuquén) al Bathoniano con base en el hallazgo individual de una Trigonia cassiope d'ORB por GROBER,no nos parece bien segura.La segunda regresion que acaece en el Jurásico Superior,está caracterizada en la cordillera chileno-argentina por la precipitacion de grandes masas de yeso.Ella se extendió en el Oxfordiano Superior mientras que las calizas arenosas con Gryphaea sanadlina ya inician una fase regresiva en el Oxfordiano Inferior,y se sostuvo hasta el Kimmeridgiano Inferior.Dentro del tiempo de estas regresiones caen los primeros movimientos orogénicos a los cuales volveremos a referirnos.Los depósitos del Jurásico son conocidos en toda la parte Sur de la Cordillera Occidental del Perú,pero en el Sur,contra la frontera chilena,el frente de la transgresion liásico-bajociana,a igual que la del Calloviano,se desplaza completamente pié hacia el pié occidental de la cordillera.Como se reconoce en nuestro mapa de las transgresiones en el espacio andino,esta posicion no está,empero,determinada por un retroceso de la línea costera hacia el Oeste,sino por el ángulo entrante de Arica.En el Norte de Chile,la transgresion se expande paulatinamente hacia el Oriente y traspasa la cumbre de la cordillera al N del Aconcagua;despues de sumergirse la precordillera en el rio Diamante,la línea costera sigue por el borde Este de la cordillera chileno-argentina hasta Neuquén.Mientras que el mar liásico tiene una extencion al vorland patagónico,el frente de la transgresion calloviana-oxfordiana retrocede, en la márgen NE del macizo de Nahuelhuapi,hacia el NW,al lado chileno de la cordillera.Como lo vemos,los depósitos del Jurásico en el N del continente tienen desarrollo terrestre,salvo un breve avance marino durante el Liásico Inferior,y en la cordillera patagónica parece que faltan del todo depósitos del Jurásico Inferior.La transgresion del Liásico Inferior del Norte probablemente es la continuacion de la triásica porque se retira con esta en Perú central del área de tierra firme.En la parte central de los Andes encambio,una gran parte del Jurásico es marina,pero tambien ahí el encubrimiento marino se interrumpe a causa de dos regresiones de duracion relativamente larga.

Dirijamos ahora la atencion hacia las condiciones de sedimentacion durante el Cretáeco.Durante este tiempo reinó en el NE,dentro del espacio de los Andes Caribes de Colombia y Venezuela,ambiente geosinclinal. Al comienzo del Cretáceo Inferior,se formó entre la tierra Caribia en el N y el dintel de la Cordillera Central colombiana en el W por una parte, y el escudo de La Guayana por otra,se formó un espacio sedimentario prolongado que fué rellenado con sedimentos potentes marinos durante casi todo el Cretáceo,pero tambien ahí intervienen breves regresiones,así en Venezuela durante el Albiano Superior,en Venezuela occidental y en Colombia,alrededor del macizo de Quetame,durante el Santoniano.Sobre todo en el Cretáceo Superior,los sedimentos adquieren un caracter expresamente pelágico al volverse arcillosos o esquistoso-silíceos y abundan en faunas de cefalópodos y de foraminíferos con hábito pelágico.En el Perú central,el Cretáceo solo parcialmente es marino.En el NW y en el espacio de la Cordillera Blanca,un avance marino ya acontece en el Tithoniano que lleva la misma fauna típicamente pacífica que hemos conocido de la cordillera argentina.El Neocomiano solo es marino en la costa de Lima; mas adentro de la cordillera está reemplazado por sedimentos terrestres con plantas,carbones y intercalaciones salobre-límnicas.No es sino en el Aptiano que el mar Cretáceo avanza mas adentro del espacio andino y deposita sedimentos ricos en fósiles de hábito nerítico,que llegan desde el Aptiano hasta el Senoniano Inferior.Mediante dos avances separados, de los cuales el mas antíguo corresponde al Aptiano-Albiano y el mas jóven al Coniaciano,el mar Cretáceo franquea el espacio de la Cordillera Oriental y conquista la zona subandina,y los estratos cre-

táceos no se extinguen sino muy allá del rio Ucayali en la márgen de la masa brasilera. Ambos avances del mar cretáceo se pueden seguir al N allende el Marañón y a lo largo del pié oriental de la Cordillera Real ecuatoriana hasta la region del rio Napo, donde las isobatas de Tschopp advierten una extincion hacia la Amazonia colombiana que se ha confirmado por la exploracion terrestre y que puede extenderse con probabilidad a la mayor parte de los Llanos colombianos y venezolanos. La facies del Cretáceo subandino del Ecuador se acuña hacia la buzada del Caquetá de la Cordillera Oriental colombiana. Hacia el Sur, el mar cretáceo se expandia durante el Albiano y Cenomaniano en el ramal intermedio hasta llegar al lado Titicaca y enviaba desde ahí un ramal hacia el Sur al espacio del terreno serrano de Bolivia hasta la region de Miraflores cerca de Potosí. En la Cordillera Occidental del Perú meridional, el mar se retira progresivamente hacia el SW y en la region de Arequipa solo el Aptiano tiene desarrollo marino. En el ángulo entrante de la costa de Arica, el mar Cretáceo ya no ha invadido la tierra firme actual y solo vuelve a entrar en el continente, en la region de Atacama, con calizas de exogyras, abundantes en fósiles y correspondientes al Neocomiano. Mientras que durante la transgresion del Mesozóico Superior al espacio de la parte septentrional de la Cordillera de la Costa chilena no comienza sino en el Neocomiano, ella se inicia al Sur del Aconcagua en el Tithoniano y el encubrimiento marino perdura hasta el Barremiano Inferior. En el Sur de Mendoza y en Neuquén, la línea costera, a igual que la del mar jurásico, coincide con la márgen oriental de la cordillera. En la parte meridional de Neuquén ella retrocede desde el borde del macizo de Nahuelhuapi hacia el SW y vuelve al lado chileno. Después de la regresion, es decir en el Barremiano, caracterizado por el llamado yeso de transicion, el Cretáceo Superior vuelve a estar representado por estratos rojos, preferentemente arenosos, pero localmente tambien conglomeráceos. La regresion está determinada por movimientos orogénicos que por consiguiente ya comienzan hacia el final del Neocomiano y que frecuentemente motivaron un vacío en la base de laa areniscas neocretáceas de dinosaurios y su colocacion transgresiva. En la cordillera chileno-argentina, los movimientos orogénicos tanto del Oxfordinao-Kimmeridgiano como los del Cretáceo estaban acompañados de una actividad volcánica efusiva intensa que condujo en direccion W, en la parte chilena del espacio cordillerano, a la generacion de la formacion porfirítica. El volcanismo se inició submarinamente, pero vimos que tenia como consecuencia la creacion de barras y silas que provocaron la decantacion de yeso en los recintos marinos aislados. Al Sur del lago Nahuelhuapi, el mar del Tithoniano vuelve a avanzar hacia el Este. Desde el lago Fontana, sus depósitos se pueden distinguir al S hasta mas allá del lago Argentino. En este lago, como lo demostró FERUGLIO, el Tithoniano contiene la misma fauna de Virgatosphinctes como en Mendoza y en Neuquén. En cambio, la fauna del Cretáceo Inferior cuyo desarrollo marino llega en esta parte meridional hasta el Albiano, difiere de la del Norte a raiz de la aparición de tipos nuevos.

Ya en la region del lago Argentino, interviene una nueva transgresion en el Cretáceo Superior, separada del Cretáeco Inferior por areniscas y esquistos estériles en fósiles. Primero transgreden depósitos del Senoniano no con una fauna meridional extraña, pero que está subyacida mas al Sur por los Esquistos de Inoceramus (Inoceramus steinmanni) del Turoniano los cuales transgreden directamente al pié de la cordillera sobre la formacion Porfirítica Patagónica. En este borde están separados del Senoniano por areniscas y conglomerados que indican nuevos movimientos orogénicos en el interior de la cordillera. Mas al Sur, en Tierra del Fuego, ya se halla indicado hacia el Norte, en el vorland de la cordillera

un avance del mar en el Albiano; en el interior de la cordillera, a saber por el Sur en la isla Hoste y por el E de Tierra del Fuego en la isla Estados, los hallazgos de Belemnopsis anuncian el desarrollo marino del Neocomiano o del Jurásico Superior. Por lo tanto, el área de sedimentacion marina de la Patagonia meridional se amplia y se profundiza mas y mas hacia el Este. En el Sur, está delimitado por el núcleo premesozóico y cristalino de los Andes Antárcticos y en el Norte por la vieja tierra sobre la cual transgreden en las Islas Malvinas el Devoniano y el Permiano. En las series esquistosas de la cordillera fueguina, pobres en megafósiles pero ricas en microforaminíferos y en radilarios, los estratos del Cretáceo adquieren un expreso carácter pelágico-batial. Evidentemente nos encontramos aquí con el término NW de un geosinclinal que se prolonga por el arco Antárctico a la cadena de la Tierra de Graham; en su márgen oriental, el Senoniano Superior está desarrollado con exactamente la misma fauna nerítica como en la Patagonia meridional (estratos con Lahillia luisa).

Todavia me resta llamar brevemente la atencion a las transgresiones del Cretáceo Superior en la costa del Pacífico. Se conocen transgresiones del Campaniano Superior y del Maestrichtiano de la costa de Chile central y, con fauna diferente, de la region de Paita en el Norte de Perú. En la sierra de Amotape, al NE de Paita, el primer avance del mar cretáceo tuvo lugar desde el Aptiano hasta el Cenomaniano, y la segunda invasion en el Campaniano que parece proseguir sin interrupción por el Maestrichtiano y Daniano, al Terciario de la franja costera. Mas tierra adentro los estratos marinos del Cretáceo Superior van siendo reemplazados mayormente por la formacion Porfirítica que constituye la Cordillera Occidental de Colombia y del Ecuador. El Pero el desarrollo marino de tipo pacífico vuelve a manifestarse mas al Norte, en la virgacion de la Cordillera Occidental, y tiene visos de prolongarse a Panamá.

De esta vision general de los depósitos mesozóicos en el recinto andino se desprende que solamente hay dos regiones que poseen hábito eugeosinclinal, a raiz de su posicion entre masas terrestees antiguas y el caracter parcialmente pelágico-batial de sus sedimentos. Estas son los Andes Caribes orientales en el NE, y la parte Sur de las Antárctidas en el SE de los Andes; únicamente en estos dos sectores de la montaña aparecen sedimentos fuertemente metamórficos y las rocas eruptivas ultrabásicas que son tan típicas para los geosinclinales. En cuanto a los depósitos mesozóicos de los Andes centrales en cambio se trata casi siempre de depósitos de mares costeros (shelf), repetidamente interrumpidos por regresiones, en los cuales sobre todo fósiles de la zona nerítica, al lado de algunos cefalópodos, desempeñan un papel importante. Solamente en la Argentina se hallan en algunos pisos del Jurásico y del Cretáceo, situados hacia la division de aguas, sedimentos predominantemente arcillosos con pura fauna de cefalópodos que representan una transicion a condiciones pelágico-batiales. Ahora se podria suponer que tambien los estratos mesozóicos de los Andes centrales formasen parte del ala oriental del eugeosinclinal del cual el ala oriental se halla sumergido en la actualidad en el Océano Pacífico, a igual que el terreno marginal occidental. Contra tal suposicion sinembargo habla el caracter pacífico de la mayoria de las faunas asimismo que la alternancia rápida en los distintos grupos estratigráficos del Jurásico y del Cretáceo; sobre todo las faunas de las transgresiones de Calloviano y del Tithoniano muestran expreso parentezgo indopacífico. El hundimiento fuerte de las

partes NE y SE del espacio sedimentario andino durante el Cretáceo, se enfrenta que condujo ahí al moldamiento de condiciones geosinclinales, se enfrenta un levantamiento del sector central que implicó hacia el final del Cretáceo Inferior y, a mas tardar, en el Senoniano, el desecamiento y la deposicion de sedimentos terrestres. En el Mesozóico Inferior, las condiciones fueron inversas; entonces hubo un hundimiento fuerte en la parte central de los Andes que ya se presentó antes del Triásico, que facilitó el avance mas o menos profundo de las transgresiones pacíficas las cuales se prolongaron al Cretáceo Inferior. En el Sur y en el Nordeste de los Andes, empero, solamente se formaron durante el Triásico y el Jurásico Inferior rocas terrestres o volcánicas, apenas pasajeramente interrumpidas por invasiones marinas. Al comenzar el Terciario, la mayor parte del espacio andino ya fué tierra en que tuvo lugar la acumulacion de productos volcánicos o, en las cuencas y fosos, la deposicion de sedimentos terrestres o límnicos. Solo en contados lugares, el mar todavia pudo penetrar al interior de la montaña lo que generalmente no condujo sino a la inundacion parcial de las depresiones tectónicas, como es el caso del valle del rio Magdalena y del foso del Cauca-Patia. Unicamente en dos lugares, el mar pudo avanzar a traves del espacio de la montaña, a saber en el N durante el Terciario Inferior, en la region de la sierra de Mérida, y, durante el Terciario Inferior y Superior, en el Sur, en la region del Nahuelhuapi.

2. Los movimientos orogénicos y la constitucion geológica por ellos generada.

Tan falto de uniformidad como es la sedimentacion en el área andina, lo son tambien los procesos orogénicos que plegaron los sedimentos o, al menos, han perturbado su posicion original. Observemos primeramente los Andes centrales, en los cuales los procesos orogénicos son mas o menos distintos de los que actuaron en ambos geosinclinales del Norte y del Sur. Las indicaciones mas antíguas de procesos orogénicos los hallamos en el Jurásico Superior. Pero no es tan fácil de resolver si la regresion que se hizo presente durante el Calloviano-Tithoniano en la cordillera argentina y tuvo como consecuencia la precipitacion de grandes masas de yeso, fué una repercusion de movimientos abovedadores en la parte W de la cordillera o de la acumulacion de las grandes masas efusivas de la formacion Porfirítica. Hasta ahora solo se conoce una sola discordancia clara, ubicada en Neuquén (cerro Lotena), que media entre los estratos antíguos del Jurásico incluso el Calloviano, por una parte, y la transgresion del Tithoniano por otra, con menoscabo del yeso y de las areniscas del Kimmeridgiano. La misma discordancia ha sido descrita del lado chileno de la cordillera, del valle superior del rio Biobio. En cambio, las complicaciones en el yeso y los escamamientos de la caliza del Oxfordiano dentro de él, que aparecen en muchos sitios de la cordillera de Mendoza, no se pueden considerar como demostracion de un orogénesis del Jurásico Superior porque se restringen al yeso y han sido generados evidentemente por movimientos mas jóvenes, determinados evidentemente por la plasticidad del yeso. El orogénesis del Jurásico Superior por lo tanto no fué sino localmente efectivo en la cordillera argentina, pero hacia el W, en el terreno de la Cordillera chilena de la Costa, parece estar expandido mas intimamente. En el curso inferior del rio Biobio, la ereccion de los estratos triásicos fué referida al orogénesis del Malm, a pesar de que el respaldo superior de de los estratos fué victima de la erosion. Esta suposicion se hace muy probable si nos damos cuenta de que los estratos del Liásico se hallan entreplegados o escamados en varios sitios dentro de las rocas mas antíguas de la Cordillera de la Costa, en tanto que los deósitos del Neocomiano

transgreden sobre las rocas mas antíguas y solo están debilmente dislocadas en sí. En consecuencia existe la apariencia que el orogénesis del Jurásico Superior fué efectivo principalmente en el W y solo ocasionalmente se propagó en direccion oriental hasta el borde de la cordillera, como sucede en Neuquén. Tambien en los Andes Peruanos, el conocimiento de una discordancia de ángulo que sin lugar a dudas manifiesta movimientos en el Jurásico Superior, se restringe al Sur del Perú, donde el Cretáceo Inferior del sitio de Lagunillas de la Cordillera Occidental transgrede sobre los estratos fuertemente erguidos del Calloviano. Ya en Perú Central, las investigaciones de HARRINGTON demostraron que no existe una discordancia tectónica entre las calizas del Liásico y las areniscas del Cretáceo Inferior aunque es cierto que se presenta ahí un hiato considerable y que las areniscas del Neocomiano transgreden con un conglomerado polígeno que posiblemente anuncia procesos orogénicos en las regiones vecinas.

Un segundo grupo de movimientos orogénicos tuvo lugar durante el Cretáceo. Sobre la márgen oriental de la cordillera, en Mendoza y Neuquén, el inicio de estos movimientos se halla advertido por una regresion con decantacion de yeso y formaciones salobres. Sobre estos estratos que han sido plegados en el anticlinal de cerro Lotena, Neuquén, ~~xxxxx~~ transgreden ~~xxxxxxxxx~~ las areniscas de dinosaurios del Senoniano. Mas al N, entre estos dos complejos de estratos se intercalan todavia los estratos rojos del Diamantino. Ellos estan separados por discordancia tanto del Barremiano yacente como del Senoniano superpuesto, de modo que las hemos ahí con dos fases del orogénesis cretáceo, una primera en el Barremiano y una segunda al comenzar el Senoniano. La segunda discordancia tambien se halla indicada en el interior de la cordillera, sobre el curso superior del rio Grande, por una serie potente de ~~de~~ porfirita que yace inconformemente sobre estratos erguidos del Cretáceo Inferior y del Jurásico Superior. En los Andes Peruanos, las condiciones son sustancialmente distintas. La primera fase del orogénesis intercretáceo en todo caso no está desarrollada ahí porque justamente con el Barremiano-Aptiano se introducen otra vez condiciones marinas generales en el Perú. En cambio, la segunda fase del comienzo del Senoniano se presenta tambien en todo el Perú. En la Cordillera Occidental y en la Cordillera Intermedia de Perú central, ella determina la discordancia tectónica entre el Cretáceo y la serie de Rimac, y está tambien indicada en la margen oriental de la Cordillera Oriental y en la zona subandina por la regresion general del mar que acaeció despues de la deposicion de los estratos del Coniaciano (Plegamiento Peruano de STEINMANN).

La fijacion cronológica de las distintas fases de movimientos orogénicos del Terciario se dificulta en la ~~C~~ cordillera argentina porque solo se conservan depósitos de este período en la márgen de la ~~C~~ordillera y porque ellos, a excepcion de los mas antíguos, no contienen fósiles ~~xxxxx~~ adecuados para la definicion de la edad. GROBER y sus discípulos, segun hemos ~~sabido~~ sabido, han elaborado una subdivision extensa de los sedimentos terciarios y de las formaciones volcánicas; con base en las discordancias que se presentan en estas secuencias, GROBER ha distinguido un orogénesis del Terciario Inferior con dos fases, otra miocena con tres fases y una pliocena con un predesor al iniciarse el piso. Con respecto a las discordancias ocasionadas por estas fases, sinembargo se trata en parte parcialmente de solo muy escasa inclinacion de los estratos yacentes del borde cordillerano, y nos parece ser dudoso que a ellos puedan corresponder siempre movimientos plicativos en el interior de la cordillera. Un orogénesis generalmente distribuido tuvo lugar al principio del Mioceno mediante el cual los estratos del Cretáceo Superior y del Terciario Inferior fueron plegados en la parte oriental de la cordillera y agregados a los pliegues anteriores. Al finalizar el Plioceno, tuvo lugar un último movimiento orogénico que ~~tambien~~ incluso ocasionó el plegamiento de los estratos del Terciario Superior. Los movimientos del Terciario Superior tambien

productivos más importantes. El anticlinal de Pueblo Viejo ya está situado en el espacio de los llamados campos costeros del borde oriental del lago donde separa los campos de Bachaquero y Lagunillas; se trata igualmente de un anticlinal eoceno con ala suave ESE y flanco vertical WNW, pero no sobrecurrido.

El campo de Lagunilla está situado en un sinclinal amplio y suave del Eoceno, entre el solevantamiento meridional acabado de describir y otro septentrional del Eoceno que llega entre los ríos El Mene y Araure hasta el lago y que probablemente, según dicho, se prolonga en la margen occidental del lago hasta la región de Maracaibo. Este solevantamiento eoceno que inicialmente tiene rumbo WNW, pero que luego se torna al SSW en forma muy semejante como el anticlinal de Pueblo Viejo, va recorrido en el S por el anticlinal de Curacao. Hacia el Lago de Maracaibo éste se hunde y el área del campo de Tía Juana apenas está indicado por una elevación muy débil. La abundante producción de petróleo de las intercalaciones arenosas de los estratos del Mioceno Inferior y Medio del campo de Lagunillas sinclinalmente dispuesto, está determinado, como en general en todos los campos costeros, por el ascenso de los estratos miocenos del lago hacia el interior y por su extensión contra el Eoceno que se alza más al E. También desempeñan un papel las fallas de traslación y el cierre de los niveles petrolíferos en las fallas mencionadas que corren en ángulo agudo al rumbo de los pliegues. Las perforaciones que han sido avanzadas hasta 17 km adentro del lago, han demostrado que la intensidad del plegamiento del Eoceno como también su espesor disminuyen considerablemente debajo del sector N del lago. Al SW del campo de Tía Juana, según MENCHER, solo se distingue un solevantamiento leve cuyo vértice está a una distancia de 15 km de la costa. En parte ésta ha sido denudado, de modo que la zona petrolífera principal del Eoceno está cortada y va superpuesta directamente por las arenas basales del Mioceno que transgreden sobre la zona axial del an

fueron efectivos en las precordilleras y en el terreno serrano de Bolivia, que sufrieron con este motivo un alzamiento, y agregados a la cordillera jóven, segun lo demuestran los entreplegamientos y escamamientos de estratos cretáceos y terciarios. Varias observaciones hablan en favor de que el orogénesis mas antiguo, o jurásico, actuó sobre todo en el lado poniente de la cordillera chileno-argentina y que cada uno de los plegamientos subsiguientes abarcaba mas al E, agregando progresivamente nuevos pliegues a los existentes.

Las dos fases principales del orogénesis terciario que caracterizan la cordillera chileno-argentina tambien se reconocen en el Perú, en tales lugares donde se conservan sedimentos terciarios en el interior de los Andes. En Perú central, esto es el caso de la formacion de Rimac. Su parte del Cretáceo Superior y del Terciario Inferior, o sean los estratos rojos, fué plegada al comenzar el Terciario Superior (Plegamiento Incáico de STEINMANN); y el relieve que se formó así, fué rellenado con la serie efusiva del Terciario Superior, conocida como formacion superior de Rimac, la cual todavia está ligeramente dislocada en sí. En el borde NE de los Andes reinan condiciones semejantes. Tambien en este área, el Terciario está representado por una serie potente de estratos rojos. Esta serie de Contamanaque comprende el Terciario Inferior y Superior, fué plegada al principio del Plioceno (Plegamiento Quéchua). Sobre ella transgreden discordantemente los estratos del Ucayali que se consideran un equivalente de los estratos pliocenos de Pebas en la region del Amazopnas, pero que ya en el Ucayali fueron afectados por plegamientos.

Atendamos ahora las dos regiones geosinclinales en el NE y SE de los Andes. En el geosinclinal Caribe, no parecen haber sido muy efectivos los orogénesis mas antíguos que son los del Mesozóico. Esto puede estar relacionado con el hecho de que condiciones geosinclinales marinas no se introdujeron sino con motivo de la transgresion del Cretáceo Inferior. KUNDIG quiere haber observado en algunos sitios de la sierra de Mérida una discordancia tectónica entre las areniscas de la serie juratriásica de La Quinta y las areniscas de Rio Negro del Cretáceo Inferior, pero otros autores informan que la delimitacion de estos dos complejos de arenisca es muy difícil de comprobar. Si existiera tal discordancia, ella manifestaria movimientos orogénicos del Jurásico Superior tambien en los Andes Caribes. Segun ya lo probó de BOECKH (en GREGORY), la discordancia en cuestión está bien definida en la Cordillera Oriental de Colombia, por ejemplo desde Bucaramanga hasta la Mesa de Los Santos entre los estratos de Girón y el Neocomiano, y de modo general en el valle del Magdalena entre los estratos juratriásicos de Payandé y, comunmente, el Barremiano y Aptiano.

La situacion con respecto a la determinacion de procesos orogénicos durante el Cretáceo tampoco es bien clara, probablemente porque mayormente fueron sinorogénicos dentro de un terreno de subsidencia mas o menos marina y persistente. En Venezuela, las regresiones del Albiano Superior y del Santoniano no van acompañadas de discordancias tectónicas y quisiéramos explicarlas mas bien como ocasionadas por movimientos ascendentes de los macizos vecinos. Igualmente el movimiento intermaestrichtiano de la Cordillera Oriental es débil y, aparte de producir un hiato expandido, solo produce una ligera discordancia en el borde poniente de dicha Cordillera (Tocaima-Guaduas). Una regresion general no se produjo en toda la comarca geosinclinal desde Trinidad hasta la cuenca del Maracaibo, sino al comenzar el Eoceno, pero precedida en la Cordillera Oriental de Colombia y en el valle del Magdalena por recesos maestrichtianos y paleocenos del mar. Estas regresiones fueron acompañadas de la formacion de mantos de carbón. Sin embargo, este retroceso del mar aparentemente se debe en primer lugar a un levantamiento general que se revela principalmente en los movimientos ascendentes de los viejos macizos y del núcleo cristalino de la cadena Caribe, los cuales se convirtieron en regiones de

denudacion y de suministro de material sedimentario. HEDGERG supone que en este tiempo advino un primer plegamiento del Cretáceo en el interior de la serrania del Interior de Venezuela oriental que motivó el desplazamiento del área de mayor sedimentacion hacia el borde meridional de la cordillera. En las márgenes de la sierra de Mérida, de la serrania de Perijá y, en la planicie alta de Bogotá de la Cordillera Oriental y en las demas cuencas menores que se hallan en la parte interior oriental entre Bogotá y Cúcuta, no se nota discordancia alguna entre los depósitos del Cretáceo y del Terciario. Antes bien, el Cretáceo y el Terciario del geosinclinal fueron plegados en conjunto y esto tuvo lugar al final del Terciario. Aparte de discordancias medianas en el Terciario del valle medio del Magdalena, el primer movimiento fuerte se presentó en el Mioceno Inferior y afectó la Cordillera Oriental y el sector del alto Magdalena desde Girardot hacia el Sur que ambos fueron contraidos y solevantados; la ereccion de este terreno se compensó con la acentuacion del hundimiento de la cuenca del Carare y del Cesar y con la de los Llanos Orientales donde los sedimentos miocenos adquieren gran espesor. Tras un hundimiento pasajero que extendió el área de sedimentacion miocena hacia el Alto Magdalena y lo separó de la Cordillera Oriental, sobreviene en el Plioceno otro fuerte que crea en principio la actual configuracion del Oriente Andino de Colombia. En todas partes esta discordancia tectónica pronunciada entre el Terciario Superior y los estratos de Mesa se distingue bien y en la Cordillera Oriental se manfiesta entre los estratos de pliocenos de Tilatá y el Pleistoceno. Una excepcion es el terreno serrano de Falcon en la extension oriental de la cuenca de Maracaibo que representa un área de hundimiento en el vorland septentrional de la sierra de Mérida donde ya hubo movimientos orogénicos en el Eoceno Superior que produjeron la discordancia entre el Eoceno erguidamente plegado y el Oligoceno transgresivo. Una segunda fase de movimientos al principio del Mioceno ocasionó regresiones parciales y, en la zona NW del foso una discordancia entre Oligoceno plegado y Mioceno transgresivo. El plegamiento general por fin fué efectivo tambien en Falcon hacia el final del período. Segun vemos, los procesos orogénicos en el geosinclinal Caribe son muy diferentes de los que afectaron los Andes centrales. Los orogénesis que allá desempeñaban un papel importante, no han condicido aquí, segun todo parecer, a un plegamiento general, y aún entre los movimientos terciarios, solo las del Mioceno Inferior y del final del Terciario fueron las mas expandidas y las mas importantes.

En el geosinclinal Antárctico, al Sur del continente, solo el orogénesis mas jóven del Mesozóico está señalado por conglomerados e intercalaciones de areniscas en la base del Senoniano que indican movimientos orogénicos en el interior de la montaña, pero ya en su bordes no se llega a una discordancia tectónica. Las relaciones en el límite Cretáceo-Terciario son semejantes. Ambos grupos de estratos aparentemente estan plegados concordantemente en el borde de la montaña, pero en la base del Eoceno Superior transgresivo y marino, hay un vacio estratigráfico que comprende todo el Eoceno mas antíguo y que hace probable la existencia de movimientos orogénicos del principio del Terciario en el interior de la montaña. En el Mioceno Inferior, los depósitos del terciario se vuelven terrestres, pero solo al final del Terciario sufren ligeros plegamientos.

Se comprueba así que los procesos orogénicos en los diversos sectores de los Andes son muy diferentes entre sí. Si bien son las mismas fases que pueden presentarse en las distintas regiones, el grado de efectividad en estas difiere fuertemente entre una y otra. La actividad

orogénica comienza mas temprano en los Andes centrales y las fases mesozóicas ya desempeñan en esta seccion andina un papel importante. En las regiones geosinclinales, situadas en el N y en el S en cambio no se vuelven efectivas sino las fases terciarias del orogénesis andino, entre las cuales las mas jóvenes del final del período son las mas destacadas. Las fases principales del orogénesis andino, salvo pequeños desplazamientos cronológicos, son las mismas que conocemos de las montañas de otras regiones del mundo. Juzgo que este hecho habla en favor de que todos los procesos orogénicos son referibles a movimientos del magma en la profundidad. Estos se hacen sentir en la corteza de diversas maneras. En las regiones geosinclinales, ellos se manifiestan prevalentemente por plegamiento en el espacio de hundimiento colocado entre dos grandes glebas que se mueven una contra otra y que puede aumentarse hasta la compresion isoclinal dirigida contra el foredeep. En el espacio andino central, hacia el borde del cratono profundo del Oceano Pacífico, ellos provocan una fracturacion de la corteza y la creacion de un basamento constituido de glebas. Sobre este, la cubierta sedimentaria forma primeramente anticlinales y sinclinales ámplios de cofre; en los sinclinales adviene entonces un plegamiento secundario de la cubierta, pero que solo localmente ofrece estructuras complicadas. En nexo íntimo con la formacion de glebas en el basamento está una actividad magmática intrusiva y extrusiva extraordinariamente intensa.

Contemplemos a continuacion, dentro de las fases orogenéticas acabadas de discutir, la constitucion plicativa creada y veremos que difiere considerablemente en el espacio central andino de la que caracteriza las dos regiones geosinclinales del N y del S. En los Andes centrales se puede distinguir claramente entre un plegamiento primario de envergadura y un plegamiento secundario de la cubierta mesozóico-terciaria. El primero creó, en conexion con la constitucion del basamento por glebas, anticlinales mayores en cuyo núcleo ha sido levantada la serie eruptiva triásica y localmente aún el fundamento paleozóico. El segundo está concretado a los ámplios sinclinales del primero y muestra por regla un constucion sencilla de pliegues del tipo del Jura de Suiza. Solo localmente, los pliegues estan mas fuertemente comprimidos, con inversion o sobrescurrimiento al E. Por lo general, tambien los anticlinales mayores poseen un flanco oriental invertido, donde, en caso de abovedamiento fuerte, se presenta un escurrimiento erguido sobre los estratos arrastrados y adelgazados de la cubierta sedimentaria. En la region del Aconcagua la serie sedimentaria, especialmente plástica debido a las intercalaciones de margas y yeso, forma entre el macizo emergente de la Precordillera que queda al E, y los sedimentos rigidizados por potentes intercalaciones de porfirita al W, un solo pliegue de gran envergaura, invertido al E. Por rompimiento de su flanco medio, se produce el sobrescurrimiento del Aconcagua que es un principio de formacion de napa. Pero esta estructura es un caso especial en los Andes centrales determinado por condiciones locales. En los Andes Peruanos, la constitucion plicativa está conservada ante todo en la faja calificada por nosotros como Cordillera Intermedia, ubicada entre las Cordilleras Occidental y Oriental. Los estratos mesozóicos forman una serie de sistemas de pliegues de capas jurásicas y cretáceas que frecuentemente se perciben a gran distancia y en el núcleo de los cuales suele asomar el Triásico y el Paleozóico Súperior, sobre todo al acercarse los pliegues a la Cordillera Oriental y, ocasionalmente, a la Occidental. En el borde de la Cordillera Oriental los anticlinales se siguen mas densamente y se hallan mas fuertemente dislocadas en los flancos orientales por sobrescurrimientos de rumbo. El emplazamiento erguido de los flancos y por consiguiente el rumbo de los pliegues, no son uniformes en la Cordillera Intermedia. Las fallas transversales no desempeñan sino un papel secundario, a igual como en la cordillera argentina. En la parte Sur de la Cordilllera Occidental peruana, la constitucion mesozóica está mayormente oculta bajo formaciones

volcánicas mas jóvenes,y en Perú central, ella ha sido víctima casi completamente de la intrusion de un plutón muy extendido. En cambio, en el Norte del Perú, los estratos mesozóicos muestran plegamientos con frecuencia mas erguidos y mas fuertemente dislocados. En la Cordillera Oriental, los estratos mesozóicos, con excepcion de los flancos, se conservan mayormente solo como restos erosivos, localmente circunscritos, y aparecen como entreplegamientos erguidos o escamamientos a lo largo de dislocaciones de rumbo.

En el geosinclinal Caribe, las condiciones geosinclinales típicas no se desenvuelven sino con la profundizacion hacia el E. En esta comarca, muchas veces sedimentos mesozóicos metamórficos están plegados isoclinalmente o han sido comprimidos en pliegues de zigzag. En cambuo, en la serrania del Interior reinan plegamiento relativamente sencillo de los sedimentos no metamorfizados, pero que estan fuertemente dislocados por dislocaciones transversales. El plegamiento generalmente está dirigido contra el vorland, lo que se expresa especialmente por los escurrimientos de los pliegues cretáceos sobre el Terciario de la márgen de los Llanos. La parte occidental del geosinclinal Caribe se distingue por macizos antíguos que han sido solevantados por movimiantos jóvenes. En el borde SE de la sierra de Mérida y en la depresion de Táchira, el Cretáceo solo está levemente plegado, pero dislocado fuertemente, especialmente en la depresion. En la Cordillera Oriental de Colombia, la cubierta sedimentaria fué plegada entre los macizos antíguos a formar sistemas longitudinalmente extendidos y poco dislocados de estratos cretáceos y terciarios. Tan solo en el Oriente un empuje hacia los Llanos se hace sentir claramente; por su parte los pliegues mas occidentales han sido escurridos erguidamente sobre los sedimentos terciarios del valle del Magdalena. Tambien en el geosinclinal Antárctico, el plegamiento se vuelve mas intensivo a raiz del doblamiento de la cadena en sentido ecuatorial y conduce otra vez a plegamiento isoclinal o de zigzag, conectado con la metamorfizacion mas o menos fuerte de los estratos. Segun KRANCK, llegan a presentarse hasta sobrescurrimientos poco inclinados y de tamaño mayor. En el caso del plutón de la cordillera Darwin y de su manto esquistoso altamente metamórfico, probablemente se trata de un macizo premesozóico.

El plegamiento en la zona subandina a lo largo de toda la faja andina, desde Trinidad hasta Tierra del Fuego ofrece el cuadro típico del plegamiento de vorland. Algunos sistemas de pliegues que mayormente estan separados por sinclinales ámplios y suaves, y cuyo flanco contrario a la cordillera cadena frecuentemente está erguido o dislocado fuertemente, acompañan el borde de la cordillera cadena o se separan del en angulo agudo, abierto hacia el Sur y se internan en el vorland. Es sugestivo hacer responsable de esto el alzamiento generalmente claro y fuerte y el escurrimiento de la cadena frontal de la cordillera sobre los estratos del foredeep subandino del plegamiento en el foredeep. Otras dislocaciones posiblemente se relacionen con el relieve del basamento del subsuelo profundo.

Por lo visto, nuestras observaciones sobre la constitucion plicativa llevan a la conclusion de que el plegamiento fué relativamente débil suave en la mayor parte de los Andes, sobre todo en los Andes centrales. Pero ya durante el Mesozóico se manifiestan movimientos ascensivos y localmente tambien inmersivos de los viejos núcleos, a los cuales debe atribuirse un papel importante con respecto a la constitucion de la montaña. Teniendo presente la constitucion geológica de los Andes, llaman la atencion tres fajas de rocas cristalinas que actualmente estan denudadas de su cubierta sedimentaria, pero que muchas veces se elevan a grandes altitudes. Ellos constan de estratos antíguos, altamente metamórficos y de intrusiones graníticas que fueron desplazados casi completamente en muchos sitios por plutones mas jóvenes. La edad prepaleozóica de los dos primeros grupos de rocas se acalara del hecho de que aparecen en ellos entreplegamientos de estratos paleozó-

discordantes
icos o superposiciones/de esos estratos.No siempre es fácil ~~de seguir~~ comprender el papel que desempeñaron estos núcleos antíguos durante el Mesozóico con respecto al desenvolvimiento de los Andes porque los sedimentos mesozóicos conservados en ellos no son sino resíduos erosivos menores.Un núcleo de esta índole ya aparece en el término Sur del continente y entra desde él el SE por la isla de Cabo de Hornos a la Tierra del Fuego. Este núcleo recorre la cordillera patagónica y su prolongacion se halla en la Cordillera de la Costa de Chile.En el Norte de Chile va recortándose mas y mas por a causa de la fractura de hundimiento de la costa,y en el ángulo entrante de Arica está completamente sumido en el mar.En la costa del Sur del Perú,la zona cristalina vuelve a aparecer en el continente y se puede perseguir,cubierta localmente porPaleozóico y Mesozóico como en Chile,en calidad de franja costera medianamente alta hasta la península de Paracas,allende la cual vuelve a hundirse al mar para surgir por última vez con pequeños macizos en el desierto de Sechura de la costa norperuana y dirigirse finalmente en la region de Paita,flanqueda por estratos paleozóicos erguidos en direccion W al Océano Pacífico.En la Patagonia,el núcleo cristalino fué inundado sobre un frente ancho por la transgresion del Tithoniano-Neocomiano,pero en la region de Nahuelhuapi habia estado solevantado como macizo de notable altitud y ante esta curcunstancia,las transgresiones mesozóicas al W quedaron rezagadas.En el curso inferior del rio Biobio,el Triásico Superior marino y terrestre está entreplegado con el cristalino.Segun toda probabilidad,el orogénesis del Jurásico Superior fué efectivo ahí y provocó un nuevo alzamiento del núcleo cristalino.Vimos otros indicios de este orogénesis en Chile central donde el Liásico está entreplegado con las viejas rocas de la Cordillera de la Costa,mientras que el Neocomiano de la region de Copiapó transgrede encima y presenta disposicion poco perturbada.Al plegamiento y solevantamiento del Jurásico Superior por lo tanto siguió una denudacion pronta y luego el hundimiento.Las condiciones en el Sur del Perú parecen ser semejante;se conocen ahí estratos marinos del Dogger y del Cretáceo Inferior como tambien porfiritas mesozóicas,que ocupan la franja angosta de la Cordillera de la Costa que en la actualidad aparece poco solevantada y que aún estuvo hundida bajo el mar hasta el Mioceno.En el N del Perú,la transgresion comienza sobre las rocas antíguas de la Cordillera de la Costa solo comienza en el Senoniano y sus asomos isleños dieron motivo en el cerro de Aspereria a la colonizacion con Rudistos.

El segundo núcleo cristalino emerge en el Sur del Perú, sobre la prolongacion de la Cordillera Real de Bolivia;él forma la Cordillera Oriental del Perú y del Ecuador,la Cordillera Central de Colombia,así como el macizo de Santa Marta.Posiblemente pasando por la península de La Guajira,podria haber estado conectado con la tierra Caribia.La transgresion del Triásico-Liásico Inferior habia invadido el tronco antíguo en Perú central y septentrional.Sinembargo,mas al Norte, la Cordillera Oriental del Ecuador y su prolongacion a la Central de Colombia evidentemente formaron la costa occidental del avance del mar triásico hasta el Sur de Colombia.La intercalacion de Liásico Inferior a la serie terrestre de Payandé-Giron en el N de la Cordillera Central y la transgresion de los mismos estratos en la esquina SW del viejo macizo de la sierra de Santa Marta,parecen indicar un principio antiguo de la depresion que separa el macizo de la cordillera y que hoy está atravesada por el rio Magdalena. El levantamiento de la Cordillera Oriental del Perú determinó ya en el Liásico Superior el regreso del mar de esta comarca;durante las transgresiones del Tithoniano y del Neocomiano,ella todavia formaba la costa oriental.Los avanees del mar en el Albiano y Coniaciano sinembargo volvieron a atravesarla una vez mas. espues sobrevino el solevantamiento definivo que tuvo como consecuencia la denudacion vasta de los sedimentos mesozóicos.En Colombia,el tronco cristalino flanco occidental del viejo

tronco cristalino está cubierto por diabasas, porfiritas y rocas silíceas del Cretáceo. Sobre el flanco oriental, sobre los sedimentos arenosos, y las rocas intrusivas y extrusivas porfiríticas de la serie juratriásica de Payandé que llegan hasta mur arriba de la pendiente, transgreden estratos marinos del Cretáceo Medio. En el N de la Cordillera Central y sobre su flanco occidental del sector de Antioquia, el Cretáceo Volcánico lleva intercalaciones marinas del Barremiano con Pulchellia que prueban que esa facies comprende el Cretáceo Inferior y que hubo comunicacion al menos temporal entre el miogeosinclinal al E y el eugeosinclinal al W de la cumbre de la Cordillera Central. Rescindiendo de estos avances marinos, limitados en el tiempo y en el espacio, la Cordillera Central, llamada por TULIO OSPINA la vértebra andina de Colombia, fué una barra durante el Cretáceo entre el mar del geosinclinal Caribe y las transgresiones pacíficas en el W. Desde el inicio del foso del Cauca y del valle del Magdalena en el Terciario Inferior, hasta el Terciario Superior, el bloque del flanco oriental sufrió desde Ibagué al N una suave inclinacion al E, y muestra un flanco occidental mas o menos invertido, de capas eguidas y sobrescurridas al W.

Estos datos enseñan que el sector sur de los Andes, de curso meridional, va recorrido por dos fajas alternantes de rocas cristalinas antiguas que tambien son frecuentemente el teatro central de las intrusiones magmáticas jóvenes. Bajo su influencia, evidentemnte ambas zonas fueron solevantadas fuertemente, de manera que forman los núcleos de la montaña que se yerguen a grandes altitudes sobre extensiones mayores y que van flanqueados de lado y lado por zonas plegadas de sedimentos. Esta constitucion es mas perfecta en el N, en Colombia y Ecuador. El núcleo cristalino de la Cordillera Real del Ecuador y su extension de la Cordillera Central de Colombia, van acompañados de lado y lado por las Cordilleras Oriental y Occidental, formadas de sedimentos plegados o de productos volcánicos. Estos ramales entran en virgacion en direccion N hacia el Mar Caribe y sus brazos exteriores se prolongan en el Oriente hacia la Cordillera Caribe y en el Occidente hacia el istmo de Panamá. En la parte meridional de este sector andino, el ala occidental de los Andes, o sea la Cordillera de la Costa de Colombia, está vastamente hundida por la sumersion ruptural en la costa del Pacífico. En relacion con esta sumersion costera, aún la zona cristalina que se percibe desde Tierra del Fuego por la Cordillera de la Costa patagónica y chilena hacia el N, solo presenta algunos restos terrestres en la region costera del Norte del Perú. De la zona sedimentaria occidental solamente estan conservados los esquistos metamórficos en las islas del S de Chile, como tambien un depósito de caliza cretácea todavia no bien confirmado, hallado en la isla Cambridge. La zona sedimentaria oriental parece virgar en la Tierra del Fuego y su rama oriental se prolonga evidentemente al arco Antárctico. Por lo tanto llegamos a la conclusion de que la Montaña de Los Andes, aparentemente uniforme, consiste en dos partes distintas. El núcleo del sector meridional se sumerge hacia el N y sale en el Norte del Perú con rumbo NW hacia el Pacífico. El núcleo del sector septentrional se levanta en el Sur del Perú y termina hacia el Norte de Colombia en el hundimiento costero del Mar Caribe. En los Andes Peruanos, los dos núcleos se sustituyen mútuamente; el núcleo sumergente meridional y el emergente septentrional de la montaña la recorren en este paralelamente sector de SE a NW. Hemos explicado que del cambio de rumbo de la montaña en el Norte de Bolivia probablemente son responsables estructuras eopaleozóicas que avanzan desde el vorland brasilero hacia el espacio andino y abondonan el continente en el Norte del Perú; ellas deberian ser tambien la causa de la sustitucion de los núcleos antíguos. La convergencia de los pliegues jóvenes indicada en la zona sedimentaria oriental del N del Perú correspondiente al sector Sur de la montaña, y en la occidental del sector septentrional de la misma, posiblemente tambien encuentre su explicacion en la susti-

tucion mútua de los núcleos. Es de esperar que futuras investigaciones contribuyan pronto a aclarar este problema de los "goznes" andinos que se relacionan con el cambio de la montaña en Bolivia y en el Norte del Perú. Estos dos goznes(hinges) pertenecen probablemente a las regiones mas interesantes,pero tambien menos conocidas de todos los Andes.

En el geosinclinal Caribe,por fin, todavia llega a surgir un tercer núcleo que va flanqueado por ambos lados por una zona de sedimentos mas o menos fuertemente metamórficos.En la parte W del geosinclinal solo está indicado por algunos macizos antíguos que han sido erguidos enmedio de los estratos mesozóicos.Sus movimientos ascendentes durante el Cretáceo se reflejan en los sedimentos de la Cordillera Oriental colombiana y en Venezuela occidental,en los de las vecindades.Segun nos dimos cuenta,los movimientos ascendentes coinciden generalmente en tiempo con la fases orogénicas.En el Terciario Superior ellos tuvieron como consecuencia una subdivision de los núcleos antíguos a lo largo de dislocaciones de rumbo,en glebas alargadas.En las partes retrasadas de los movimientos ascendentes,se conservan entonces sedimentos paleozóicos y mesozóicos.En forma semejante como se conducen los tres grandes núcleos cristalinos,se comportaron tambien los macizos menores ubicados en la zonas sedimentarias intermedias,pero dentro de ellas generalmente no asoma sino el Paleozóico como roca mas antígua.Estos macizos solo fueron levantados en la forma de abovedamientos amplios y suaves. A raiz de los movimientos posteriores advino la posicion erguida que afecta en la mayoria de los casos el flanco oriental,y ,ademas, con frecuencia el sobrescurrimiento erguido del núcleo sobre los estratos arrastrados e invertidos del flanco. En comparacion con estos movimientos ascendentes de gran envergadura,el plegamiento en las áreas sinclinales grandes tiene una importancia secundaria,no únicamente en los Andes centrales sino tambien en la Cordillera Oriental de Colombia y en Venezuela occidental.

3. Los procesos magmáticos.

La parte occidental del espacio de los Andes,principalmente,ha sido durante todo el Mesozóico el teatro de un actividad volcánica enorme.Hemos visto que la fragmentacion y el hundimiento de los predecsores paleozóicos de la actual Montaña de Los Andes estaba acompañado de la formacion de potentes masas efusivas cuya acumulacion tuvo lugar ante todo en el Triásico mas antíguo.Al parecer,la actividad volcánica se tranquiliza en toda la montaña durante el Triásico Superior. Pero ya entre los sedimentos del Liásico Inferior de la cordillera chileno-argentina otra vez se intercalan con frecuencia tobas y lavas,y en la Cordillera Occidental de Perú meridional,las calizas de Alata del Liásico Medio,se acuñan en la formacion porfirítica de la cordillera.En la parte W de la cordillera chileno-argentina tambien se interponen en varios niveles del Dogger tobas y lavas entre los sedimentos marinos que demuestran la actividad volcánica.Durante el Jurásico Superior y en relacion con los movimientos orogénicos en la parte occidental de toda la montaña,se suscitó una actividad volcánica especialmente intensa que produjo en este sector andino la parte antígua de la formacion Porfirítica.Segun FERUGLIO,la formacion Porfirítica austral de la falda oriental de los Andes Antárcticos,es de la misma edad.La parte más jóven de la formacion Porfirítica de la cordillera chileno-argentina se formó en conexion con el movimiento orogénico del Cretáceo Superior y puede ser ya de orígen terrestre.En cambio,la formacion Porfirítica de la Cordillera Occidental del Ecuador y de Colombia,igualmente del Cretáceo Superior,se depositó submarinamente,a juzgar por sus intercalaciones marinas, y está superpuesta por el Maestrichtiano marino.La acumulacion de estas grandes masas eruptivas submarinas tiene que haber coincidido con hundimientos conside-

rables eb el lado andino occidental. Tambien hubo actividad volcánica fuerte en el Terciario. Regionalmente, ella ya comienza en el Terciario Inferior, pero llegó a generalizarse mas al comienzo del Terciario Superior, en conexion con los movimientos orogénicos. La produccion de potentes lavas, aglomerados y tobas, generalmente andesíticas, basálticas y, localmente, dacíticas, se relaciona otra vez con movimientos epirogénicos.

De importancia aún mayor que los procesos efusivos deben haber sido los intrusivos para la formacion de la montaña que adquirieron dimensiones colosales en el sector meridionalmente dirigido de los Andes. Dentro de las distintas fases del orogénesis andino, los viejos núcleos y macizos relevantados son sobre todo el teatro de la extensa actividad magmática intrusiva. Así hemos visto ante todo en la cordillera patagónica que los plutones jóvenes han desplazado casi completamente las rocas mas antíguas, y esto tambien es el caso en lugares de la Cordillera de la Costa chilena, en la Cordillera Oriental peruana y en la Cordillera Central de Colombia. En vista de este hecho, se llega a la conclusion que este formidable ascenso de magma no solo era pasivo sino que es activamente responsable del solevantamienyo de estos sectores andinos. Un ejemplo especialmente típico para una elevacion de todo un ramal andino por intrusiones de magma, nos parece ser la Cordillera Real de Bolivia que se prolonga hacia la Cordillera Oriental en el Sur del Perú. Aquí, las rocas macizas de los plutónes no solo se yerguen hasta mas de 6000 m, sino que tambien el manto sedimentario circundante del cual fueron descortezados, se levanta considerablemente sobre el terreno serrano que se agrega al E y al S y que consta de sedimentos paleozóicos sincrónicos. Una intrusion magmática, excepcionalmente intensa, tuvo lugar en el sector de Perú central de la Cordillera Occidental. Sobre una distancia de mas de seis grados de latitud, los sedimentos mesozóicos fueron sustituidos casi completamente por un plutón uniforme de enormes dimensiones cuya edad equivalente al Terciario Superior ha podido comprobarse por su invasion a los estratos de la formacion de Rimac del Cretáceo Superior-Terciario Inferior. Como ahí, los estratos del Cretáceo entran en contacto con el granito a altitudes entre 4000 y 5000 m, pero como por otra parte ha alterado en su pié occidental de Lima estratos del Neocomiano por metamorfismo de contacto, su surgimiento estaba relacionado con una falla de muy considerables dimensiones. Evidentemente las hemos aquí con una dislocacion que hundió las rocas antíguas de la Cordillera de la Costa del Sur del Perú sobre las cuales transgrede el Neocomiano en la region de Lima. Se trata del único caso de un plutón tan extendido en estratos mesozóicos. Ciertamente, las intrusiones jóvenes en lo demas tambien están distribuidas en los sedimentos y en las formaciones porfiríticas del Mesozóico, pero los diversos plutónes tienen menor extension y no se llega al extremo de la fusion de sectores cordilleranos enteros. La "Cordillera Blanca" que se levanta en Perú central de la Cordillera Intermedia y que está separada de la Cordillera Occidental por el valle del rio Santa, debe su gran elevacion a varias hileras de plutónes alargados que aparentemente siguen un abovedamiento de estratos del Jurásico y del Cretáceo. Pero STEINMANN pudo observar en algunos valles transversales profundamente erodados que las intrusiones, descortezadas en la actualidad de su manto sedimentario, y erguidas en sus picos hasta mas de 6000 m, se fusionan parcialmente en la profundidad a formar un plutón mayor. Este, sinembargo, es considerablemente menos extenso que el de la Cordillera Occidental. Tambien en otras ocasiones, y en analogia con la Cordillera Blanca, los plutones están ordenados en hileras, relacionadas en el sentido del rumbo a anticlinales fuertemente abovedados. Esta disposicion se manifiesta especialmente bien en la region de la cordillera de Mendoza meridional que investigué. A los plutones muy elevados del Paramillos Altos siguen ahí en el

borde oriental de la cordillera hasta la division de aguas, otras cuatro hileras de intrusiones. BACKLUND suponia que a la migracion del plegamiento en las distintas fases orogénicas corresponderia un desplazamiento de la actividad intrusiva que se refleja tambien en la constitucion petrográfica de los plutónes de las diferentes hileras. Su comportamiento con la estructura geológica de los sedimentos circundantes, en esta region, lo hemos discutido detenidamente en ocasion anterior y lo hemos tratado resumidamente en el presente libro (pg....). No puede caber duda de que los plutónes han penetrado a los sedimentos y a rocas eruptivas mas antíguas fundiéndolos durante al ascenso. Esto se reconoce con mucha claridad en las intrusiones de las rocas graníticas claras a las porfiritas mesozóicas que engranan con estas por medio de apófisis con delimitacion irregular. Asimismo de seguro es que no han ascendido durante sino después del plegamiento. Para el ascenso los plutones prefieren en muchos casos dislocaciones y zonas de debilitamiento anticlinal, pero tambien atraviesan las rocas frecuentemente sin sujecion a la estructuracion tectónica; su ascenso entonces puede relacionarse con dislocaciones en el basamento premesozóico de los plutónes. La erosion ha destapado y cortado en la actualidad niveles a los plutones de diversa altitud. Solamente los mas profundos muestran un expresivo metamorfismo de contacto. Los sedimentos de la parte alta de los plutónes y sobre todo en su techo, en veces estan atravesados por todo un sistema de filones de silos y filones transversales, pero apenas han sufrido la influencia de contacto. Pero sin embargo tambien hay dentro del radio de los sedimentos mesozóicos regiones extensas que están completamente libres de intrusiones, como por ejemplo la Cordillera Intermedia del Perú al Sur de la Cordillera Blanca, o la Sabana de Bogotá y prácticamente toda la parte interior de la Cordillera Oriental de Colombia.

La determinacion de la edad de los plutónes frecuentemente ocasiona dificultades, sobre todo en cuanto a los núcleos antíguos, siempre que no entren en contacto con sedimentos mesozóicos. El jóven granito andino en modo alguno es un tipo uniforme, sino que varia desde adamelita, diorita granítica, tonalita hasta dioritas hornbléndicas. Pero evidentemente, los granitos andinos tambien difieren petrográficamente de las intrusiones mas antíguas, segun lo permiten reconocer los análisis presentes pero no muy abundantes de las rocas intrusivas antíguas. Ya las intrusiones del Mesozóico Inferior que ascendieron en conexion con las series efusivas triásicas cuyas rocas ácidas en muchos casos fueron descritas como keratófidos, se distinguen por su caracter mas o menos expresamente alcalino (granitos alcalinos, monzonitas). Menos bien delimitado todavia está el grupo de los plutones del Paleozóico Superior, pero hay la apariencia de que prevalecen los granitos biotíticos y bimicáceos. Segun las investigaciones de SCHÜRMANN, los granitos de los macizos antíguos, como lo indican muestras tomadas de la sierra de Mérida, tienen una coincidencia ámplia con granitos yosemíticos del basamento precámbrico de Surinám. Ellos tienen tendencia al desarrollo porfídico, con grandes feoncristales rojizos de oligoclasa.

Por consiguiente, la constitucion tectónica de los Andes en los sectores de orientacion meridional, se deja referir a los siguientes procesos: ascenso del magma y elevacion de las glebas inyectadas sobre las regiones geosinclinales mayores no solevantadas, lo cual tuvo como consecuencia en estas un plegamiento relativamente débil de la cubierta sedimentaria y tambien aumento de la constitucion del subsuelo por glebas. Por medio de esta constitucion geológica se diferencia la parte principal de la montaña claramente de las dos comarcas geosinclinales, en el N y en el S, que tornan al Este y se distinguen por plegamiento mas intenso y metamorfismo mas acentuado de los sedimentos, como tambien por el receso notable de la actividad volcánica intrusiva y efusiva, en cambio la presencia de ricas efusivas

ultrabásicas ~~exixas~~ es especialmente caraterísticas para ~~ellas~~ dichas comarcas. Estos sectores de la montaña manifiestan la transicion a las montañas ecuatoriales de hábito alpino. El sector de la montaña que tiene rumbo meridional, ~~exx exxbixo~~ dada su estructuracion por glebas y la actividad magmática intensa, en cambio es una montaña marginal típicamente pacífica. Pero en toda la extension de la montaña andina, los procesos de ascenso de magma acabados ~~de exxxo discutir han contribuido relativamente poco xx~~ y los movimientos epirogénicos y orogénicos, no han contribuido sino ~~poxxo~~ relativamente poco a establecer la actual elevacion y las formas de relieve de la montaña. Estas se produjeron solo en los tiempos mas modernos por la cooperacion de tres factores: Ya desde el Terciario Superior hasta los tiempos mas recientes, la montaña sufrió un solevantamiento general, en parte como bloque entero, en parte por sectores diferentes que estaban separados entre sí por los fosos y valles tectónicos, en parte ya desde el Terciario. Mediante hundimiento ~~continuado~~ sucesivo, pero localmente tambien por alzamiento de las glebas en los bordes occidental y septentrional del continente, se formó en este tiempo el curso actual de la costa. Los frecuentes terremotos ~~en~~ de los bordes y ~~en~~ del interior de la montaña, producidos en las dislocaciones donde tenian lugar los movimientos, nos permiten darnos cuenta de que estos de ninguna manera se han aquietado.

Simultáneamente con estos procesos epirogénicos, volvió a iniciarse una actividad efusiva intensa que sigue hasta hoy ~~xx~~ dia en forma debilitada. Ya en el Pleistoceno, ella condujo al ~~amontonamiento~~ arrume de cerros volcánicos altos, superpuestos en orden de hileras, e independientemente de la constitucion geológica mas antígua, a determinados sectores de los Andes. Nosotros hemos llamado la atencion de manera especial a las relaciones de este volcanismo jóven con los grandes fosos. Finalmente, la glaciacion de los Andes durante el Pleistoceno tambien desempeñó un papel sustancial en la elaboracion del presente relieve. Durante ~~de~~ su extension máxima, la Tierra del Fuego y la Patagonia meridional están sepultadas casi íntegramente bajo un manto uniforme de hielo cuyos últimos restos todavia se conservan en las planicies ~~de hielo~~ glaciales del interior de la cordillera patagónica. El aumento del encubrimiento con hielo ~~en W~~, especialmente en la ~~xxxx~~ cordillera, tuvo como consecuencia un movimiento paulatino de inclinacion hacia el W y el S de la parte meridional del continente. Este se ~~xxxxxx~~ manifestó en la costa del Pacífico, por medio de la sumersion bajo el nivel del mar de los valles glaciales que fueron labrados ~~xxxxi~~ durante el Pleistoceno Inferior por el avance de los glaciares de la cordillera, y, en la costa del Atlántico, por medio del alzamiento de depósitos diluviales de playa. A causa del ascenso del nivel del mar en los tiempos postglaciales, los valles glaciares del Oeste aun hoy dia no han sido puestos en seco sino que forman un paisaje típico de fiordos que se perciben desde Tierra del Fuego por el Sur de Chile hasta los 44° del lat. S. La inclinacion tambien es responsable de la apertura de incisiones ~~hidrográfica~~ en varios de los grandes lagos glaciares represados detras de los muros de las morenas en el pié oriental de la cordillera patagónica, causada por la erosion que avanzaba desde el W y por el desplazamiento consiguiente al Oriente de la division de aguas, desde la cordillera hacia el paisaje de morenas del vorland oriental. La mayor extension de la glaciacion pleistocena sinembargo no se restringe solo a la parte S de los Andes, sino que se puede seguir en las partes altas de la montaña allende el Ecuador terrestre hasta las ~~xxxxxxxxxxxx~~ empinadas sierras de Santa Marta y de Mérida, próximas a la costa del Caribe. Los potentes depósitos fluvioglaciales del Cuaternario ~~xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx~~ que ~~xxx~~ se levantan en los valles de la montaña a gran altitud sobre los actuales niveles de erosion, en calidad de terrazas o de "mesas", ~~han contribuido esencialmente a la formacion de los aspectos actuales del paisaje.~~ y que constituyen en su borde oriental los extensos abanicos y campos de acarreo, han contribuido sustancialmente a la formacion de los aspectos presentes del paisaje. Pero a pesar del significado bien destcado que corresponde a la exploracion de los fenómenos glaciales y depósitos ~~acaecidos en el~~ del diluvium Cuaternario de los Andes