

Los rasgos tectónicos de la región de la Sabana de Bogotá y los mecanismos de formación de las estructuras

M. JULIVERT *

RESUMEN.—La Región de Sabanas, de la Cordillera Oriental Colombiana es un sector caracterizado no sólo por la presencia de los importantes rellenos lacustres cuaternarios que forman las sabanas sino también por una tectónica especial, dentro de la Cordillera Oriental. El sector que se estudia en este trabajo es el correspondiente a la Sabana de Bogotá, especialmente su parte meridional que ha sido cartografiada a 1:25.000. La estratigrafía de la región de la Sabana comprende un cretácico de varios miles de metros, del cual en la Sabana sólo aflora la parte superior (formación Guadalupe), formada principalmente por areniscas y con un espesor promedio de unos 500-600 m. Por encima de la formación Guadalupe (coniaciense-maestrichtiense) se encuentra la formación Guaduas, con unos 500-800 m caracterizada por marcar el tránsito de las condiciones marinas propias del cretácico a las continentales propias del terciario. El Guaduas puede considerarse como maestrichtiense-paleoceno. Por encima se encuentra una potente serie terciaria (del orden de los 3.000 m.) formada por las formaciones Arenisca del Cacho, Bogotá, Arenisca de La Regadera y Usme; se trata de una sedimentación continental excepto durante un corto período en el Usme (y tal vez en la Arenisca de La Regadera) en que vuelven a existir condiciones marinas. Finalmente quedan los depósitos cuaternarios que alcanzan gran importancia y que incluyen sedimentos lacustres, limos, terrazas, morrenas, etc. La mayoría de las estructuras de la región de la Sabana se desarrollan en el Guadalupe. A este respecto hay que tener en cuenta que la formación Guadalupe constituye un espesor notable de capas resistentes entre formaciones blandas, de modo que es la formación Guadalupe la que dirige las estructuras de toda la región de Sabanas. Las estructuras de la región de la Sabana de Bogotá se caracterizan por los siguientes rasgos. Existencia de amplios sinclinales (especialmente en la región meridional; sinclinales de Fusagasugá y de Usme) de tectónica sencilla con sus núcleos ocupados por el terciario y entre ellos áreas cretácicas de tectónica mucho más apretada; los anticlinales son siempre muy estrechos y alargados. Carácter asimétrico de los pliegues; los flancos E de los sinclinales (W de los anticlinales) son abruptos; los flancos occidentales de los grandes sinclinales son suaves. Existencia de fallas con sus labios occidentales hundidos. Existencia de inversiones en los flancos de los pliegues, localizadas especialmente en los flancos occidentales de los anticlinales, aunque presentes también en los orientales; muy frecuentemente todo el flanco W de los anticlinales es inverso; estos flancos inversos son recorridos longitudinalmente por fallas que se sitúan en el contacto Guadalupe-Guaduas. Otra característica es la forma a veces en abanico de los pliegues, y en casi todos los casos las formas muy exageradas de los anticlinales cuyas bóvedas han sido erosionadas, si se hace la reconstrucción ideal de estas bóvedas. Finalmente, hay que citar la existencia de domos de sal. Los mecanismos que han entrado en acción en la formación de las estructuras de la Sabana son los siguientes: la acción sobre la cobertera de una tectónica de zócalo; la halocinesis; la gravedad; la erosión, destruyendo las bóvedas anticlinales y con ello la continuidad de los estratos. La tectónica de zócalo

* Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga.

faut remarquer les dépôts quaternaires assez importants constitués par des dépôts se manifeste en la diferenciación de las grandes áreas sinclinales y áreas elevadas que las separan y por la formación de una tectónica de revestimiento en la cobertera. No hay que pensar, no obstante, que la tectónica de cobertera es sólo una tectónica de revestimiento; la halocinesis y la gravedad desarrollan en ella estructuras propias, independientes del zócalo o confieren a las estructuras de revestimiento unos rasgos especiales. La región de Sabanas es de toda la Cordillera Oriental la región en la que la cobertera desarrolla en mayor grado una tectónica propia. Los mecanismos indicados actúan conjuntamente y se influyen entre sí. Así, la tectónica de zócalo es principalmente una tectónica de fallas, con sus labios W hundidos, que cortan un zócalo basculado, hundiéndose hacia el E; como consecuencia la cobertera forma sinclinales amplios con el flanco W suave y el flanco E, abrupto, (tipo sinclinal de Fusagasugá), es decir que se forman pliegues asimétricos. La tectónica de revestimiento es capaz también por sí sola de dar lugar a flancos inversos; especialmente por lo que hace referencia a los pliegues que representan adaptaciones a los escarpes de falla. Pero además gravedad y halocinesis juegan también su papel en determinar la forma de los pliegues. La gravedad da lugar a una notable variedad de detalles estructurales. Las estructuras originadas por gravedad o en cuya formación la gravedad ha jugado un papel importante son: Inversiones de determinados niveles en los flancos de los pliegues, originadas por deslizamiento según el buzamiento de los estratos y dando lugar a un pliegue turbado hacia la parte deprimida, el pliegue cuyo flanco normal casi siempre ha desaparecido. Fallas por estiramiento y rotura en relación con los flancos inversos de las estructuras formadas por el mecanismo antes indicado. Deslizamiento de paquetes de estratos en posición normal. Acentuación por gravedad de capas que han sido llevadas a posición ligeramente inversa por otros mecanismos. Formación de replegamientos de detalle en un paquete que resbala por gravedad según el buzamiento. Inversiones producidas por presión de una masa que resbala por gravedad. Horizontalización de fallas debidas a colapso, en la parte más superficial de éstas. De las estructuras indicadas se deduce que en la Región de Sabanas la gravedad actúa principalmente dando lugar a inversiones. La halocinesis es otro fenómeno importante aunque su acción no puede ser bien definida por falta de datos de subsuelo. En el desencadenamiento de los fenómenos de inyección salina pudo tener un control la tectónica de zócalo. La halocinesis a su vez pudo llevar determinados flancos de los pliegues a posiciones adecuadas para la acción gravitativa. Finalmente hay que destacar la acción de la erosión; la erosión fue destruyendo desde tiempos muy precoces las bóvedas anticlinales, hecho que repercutió sobre los demás mecanismos. Sobre la halocinesis, dando lugar a una descarga de presión en las áreas anticlinales, mientras las áreas sinclinales se recargaban por sedimentación. Sobre la gravedad, porque la erosión de las bóvedas dejó libres los flancos para que en ellos se desencadenaran fenómenos gravitativos. Finalmente, al erosionarse las bóvedas se rompió la continuidad de la formación Guadalupe, en sentido transversal a las estructuras, y el Guadalupe es la única formación importante resistente en el área que se está considerando. Como consecuencia, la deformación en sus últimas etapas encontró unas condiciones particulares, los flancos pudieron jugar con independencia uno del otro y en muchas ocasiones los flancos de los anticlinales actuaron a modo de topes comprimiendo los núcleos lutíticos y dando lugar a ligeras extrusiones. El estudio del sinclinal de Usme permite conocer algo la dimensión temporal de estas estructuras. El terciario presenta una gran discordancia progresiva que se inicia con seguridad a partir de la formación Bogotá y posiblemente incluso a partir del Guaduas. Localmente se encuentran discordancias angulares bien marcadas. Los movimientos se han proseguido hasta el cuaternario lo cual en parte puede deberse a la tectónica de la sal.

RESUME.—La région des Sabanas dans la Chaîne Orientale de la Colombie vient caractérisé par la présence d'importants dépôts lacustres quaternaires ainsi que par une tectonique spéciale. L'aire étudiée correspond à la Sabana de Bogotá et plus spécialement à sa partie Sud dont on a fait les levées au 25.000 e. La stratigraphie de la région de la Sabana est constitué par un crétacé qui a plusieurs milliers de mètres d'épaisseur, dans la Sabana n'affleure que le crétacé supérieur (formation Guadalupe) constitué principalement par des grès avec une épaisseur moyenne de quelques 500-600 m. La formation Guaduas avec 500-800 m d'épaisseur se trouve en dessus de la formation Guadalupe (coniacien-maestrichtien) et se caractérise par une transition des conditions marines du crétacé aux conditions continentales du tertiaire. On peut considérer la formation Guaduas d'âge maestrichtien supérieur-paléocène; en dessus de cette formation on trouve une série tertiaire assez puissante (vers les 3.000 m) comprenant les formations Arenisca del Cacho, Bogota, Arenisca de la Regadera et Usme, il s'agit dans sa plus grande partie d'une sédimentation continentale exception faite d'une période assez courte pendant le dépôt de l'Usme (et peut être aussi pendant le dépôt de l'Arenisca de la Regadera) où priment les conditions marines. Finalement il

lacustres, des limons, des terrasses, des moraines, etc. La plupart des structures de la région de la Sabana se développent dans le Guadalupe. A ce sujet il faut signaler que la formation Guadalupe est la seule formation constituée par des couches rigides tandis que les autres formations supérieures et la formation inférieure sont formées dans sa plupart par des argilles. Ainsi c'est la formation Guadalupe qui commande les structures de la région de la Sabana; toutes ces structures se caractérisent par les traits suivants. Existence de synclinaux très larges, spécialement dans la région Sud (synclinaux de Fusagasugá et d'Usme) à structure très simple avec ses noyaux tertiaires et parmi eux des aires crétaées avec une tectonique plus serrée; les anticlinaux sont toujours très étroits et allongés. Caractère asymétrique des plis; les flancs E des synclinaux (W des anticlinaux) sont très raides tandis que les flancs occidentales des synclinaux sont verticaux ou inverses. Existence de failles avec les lèvres occidentales abaissées. Existence d'inversions dans les flancs des plis, localisés plus spécialement dans les flancs occidentales des anticlinaux malgré qu'on les trouve aussi dans les flancs orientales; très souvent tout le flanc W des anticlinaux se présente invers; ces flancs inverses se trouvent parcourus longitudinalement par des failles situés dans le contact Guadalupe-Guaduas. Un autre trait remarquable est la forme quelque fois en éventail des plis et presque dans tous les cas, les formes théoriques très exagérées des anticlinaux dont les crêtes ont été érosionnés. Il faut mettre en évidence aussi la présence d'une tectonique d'injection due à la présence de sels. On peut résumer ainsi les mécanismes donnant lieu aux structures de la Sabana: action sur la couverture d'une tectonique de socle; halocynèse; gravité; érosion agissant sur les crêtes des anticlinaux. La tectonique de socle se met en évidence par une différenciation des grandes aires synclinales et des aires élevées qui les séparent ainsi que par la formation d'une tectonique de revêtement dans la couverture. Néanmoins il ne faut pas penser que la tectonique de couverture est seulement une tectonique de revêtement; l'halocynèse et la gravité ont développé dans la couverture des structures particulières, indépendantes du socle ou bien ont conféré aux structures de revêtement des traits spéciaux. Les mécanismes qui viennent d'être décrits agissent ensemble ou par séparé. C'est à dire, la tectonique de socle est principalement une tectonique de failles avec ses lèvres W abaissées, ces failles coupent un socle basculé qui s'enfoncé vers l'Est; il s'ensuit que la couverture forme des synclinaux très larges avec le flanc W doux et le flanc E raide (synclinal de Fusagasugá) donnant lieu à des plis asymétriques. La tectonique de revêtement est capable à son tour de donner des flancs inverses, spécialement ceux qui représentent des adaptations aux failles. Mais la gravité et l'halocynèse jouent aussi un rôle important et déterminent la forme des plis. La gravité donne lieu à une remarquable variété de détails structuraux. Les structures produites par gravité ou dont la gravité a joué un rôle important dans sa formation sont; Inversions de certaine niveaux sur les flancs des plis produits par glissement d'après le pendage des couches et donnant lieu à un pli couché dont le flanc normale a presque toujours disparu. Failles par étirement en rapport aux flancs inverses des structures produites par le mécanisme indiqué avant. Glissement d'assises en position normale. Accentuation par gravité de couches inverses dont la position avait été causé par d'autres mécanismes. Formation de replissements de détail dans une assise qui glisse suivant le pendage. Inversions produites par la pression d'une masse glissant par gravité Horizontalisation par gravité des failles près de la surface. D'après les structures indiqués on peut mettre en évidence que dans la région des Sabanas la gravité agisse donnant lieu principalement à des inversions. L'halocynèse est un autre phénomène important malgré que son action ne peut pas être bien définie par défaut de données de sous-sol. La tectonique de socle a pu avoir un control sur le déchaînement des phénomènes d'injection saline. L'halocynèse à son tour a pu amener à certains flancs des plis à des positions convenables à la formation des structures par gravité. Il faut remarquer aussi l'action de l'érosion qui détruit les crêtes des anticlinaux, ce fait a eu un retentissement sur les autres mécanismes; sur l'halocynèse donnant lieu à un déchargement de pression sur les aires anticlinales, tandis que les aires synclinales se surchargeaient par sédimentation. Sur la gravité car l'érosion des crêtes a laissé libres les flancs sur lesquels se déchaînaient des phénomènes de gravité. Finalement à cause de l'érosion des crêtes il n'existe pas une continuité de la formation Guadalupe dans le sens transversal aux structures. Etant donné que le Guadalupe est la seule formation "competent" importante dans l'aire étudiée, la déformation dans ses dernières étapes a trouvé des conditions spéciales, les flancs ont pu jouer indépendamment l'un de l'autre et quelquefois les flancs des anticlinaux ont resserré les noyaux argileux donnant lieu à légères extrusions. L'étude du synclinal d'Usme permet de connaître dans un certain degré la dimension temporelle de ces structures. Le tertiaire présente une discordance progressive qui a pu commencer avec certitude à partir de la formation Bogotá et même à partir du Guaduas. Localement on trouve des discordances angulaires assez nettes. Les mouvements ont continué jusqu'au quaternaire ce qui peut être du en partie à la tectonique des sels.

SUMMARY: The Sabanas region, in the Colombian "Cordillera Oriental", is a region characterized not only by the presence of important quaternarian lacustrine paddings which form the plains, but also by its special tectonics. The section studied here is the Sabana of Bogotá, specially in its southern part which was mapped at 1:25,000. Stratigraphy of this region consists of a Cretacic of thousands of meters, from which, in the Sabana, only the upper part (the Guadalupe formation) outcrops, formed mainly by sandstones with 500-600 m. average thickness. Above the Guadalupe formation (coniacian to maestrichtian) lies the Guaduas formation (500-800 m.), which marks the transition from the cretacic marine conditions to the continental conditions belonging to the Tertiary. The Guaduas formation can be considered Maestrichtian to Paleocen. Above it is found a thick Tertiary sequence of about 3000 m., composed of the following formations: Cacho Sandstone, Bogotá, La Regadera Sandstone and Usme; it looks like a continental sedimentation except during a short period in the Usme (and perhaps in the La Regadera Sandstone) in which reappeared marine conditions. Finally there are the Quaternarian deposits which have great importance and include lacustrine sediments, terraces, moraines, etc. The main part of the structures in the region of the Sabana are in the Guadalupe. In this respect it is necessary to bear in mind that the Guadalupe formation is formed by a sequence of competent beds between incompetent beds, so the Guadalupe formation is the one which determines the structures in the whole region of the Sabanas. Structures of the region of the Sabana of Bogotá are characterized by the following features: existence of wide synclines (mainly in the southern region, synclines of Fusagasugá and Usme) of simpler tectonics with their cores occupied by the Tertiary and between them Cretacic areas with tighter tectonics; anticlines which are always very narrow and extended; asimetric character of the folds, E flanks of synclines (W of the anticlines) are steep, western flanks of the big synclines are soft; existence of overturned strata in the flanks of the folds, mainly located in the western flanks of the anticlines but also in the eastern ones; quite frequently the whole W flank of the anticlines is overturned and associated with longitudinal fault located in the Guadalupe-Guaduas contact. Another characteristic is the existence of some fan folds. If an ideal reconstruction of the crets is made, in almost every case there are very exaggerated shapes in the anticlines whose crets were eroded. Finally it is necessary to point out the presence of salt domes. It is believed that in the formation of the Sabana structures the following agents were involved: action over the cover of basement tectonics; halocinesis; gravity; erosion destroying the anticline crests and with this the continuity of the strata. Basement tectonics is shown in the differentiation of the huge syncline areas separated by higher areas and in the formation of a tectonics of coating in the cover. However the tectonics of cover is not only controled by the basement, halocinesis and gravity develop on it their own structures independent of the basement or produce special features in the coating structures. The Sabanas region is, of the whole "Cordillera Oriental", the region in which the cover develops its own tectonics to the highest degree. The agents mentioned above work together and influence each other. Thus the basement tectonics is mainly one of faults with their W sides sunken cutting a counterbalanced basement, dipping towards E; as a result the cover forms wide synclines with a soft W flank and an abrupt E flank (type Fusagasugá syncline). Gravity and halocinesis also determine the shape of the folds. Gravity makes an outstanding variety of structural variations. Structures originated by gravity or those in whose formation gravity was the main factor are: inversions in the flanks of the folds, produced by slide according to the dip of the strata originating a recumbent fold towards the depressed part, folds in which the normal flank almost always has disappeared; faults by stretching and breaking with relation with the inverted limbs of the structures formed by the mechanism have been previously discussed; slide of groups of strata in normal position; accentuations by gravity of layers which were carried to a slightly inverse position by other mechanisms; formation of refolds of detail in a sequence which slides by gravity according to the dip; inversions produced by pressure of a mass which slides by gravity; horizontality of faults near the surface due to a collapse. From the indicated structures it can be deduced that in the Sabanas Region gravity acted principally to cause inversions. Halocinesis is another important phenomenon but its action can not be well defined because of lack of subsoil data. Basement Tectonics could have control in the liberation of the phenomena of saline injection; halocinesis could also locate certain flanks of the folds in adequate positions to develop gravitational structures. Finally it is necessary to point out the effect of erosion, since early times erosion has been destroying the anticline crests and this fact has affected the other agents. It has effected halocinesis, giving rise to a discharge of pressure in anticline areas while the syncline areas build of by sedimentation. It has effected on the gravity, because erosion of the crests liberated the

flanks so in them the gravitatory phenomena took place. Finally, because of the erosion of the crests continuity was broken in the Guadalupe formation in transversal direction to the structures, and the Guadalupe formation is the only important competent formation in the studied area. As a consequence, deformation in the last stages found special conditions because the flanks could move independently one from the other and in certain cases the flanks of the anticlines acted as tops compressing the lutitic cores originating slight extrusions. The study of the Usme syncline allows us to know something about the temporary dimension of these structures. The Tertiary present a huge progressive discordance known to start in the Bogotá formation and possibly in the Guaduas. Locally well marked angular unconformities are found. The movements which continue till the Quaternary may in part be due to the Salt Tectonics.

INTRODUCCION

ESTRATIGRAFIA

- La Formación Guadalupe
- La Formación Guaduas
- La Arenisca del Cacho
- La Formación Bogotá
- La Arenisca de La Regadera
- La Formación Usme
- El cuaternario
- El relleno lacustre de la Sabana (Formación Tilatá)
- Los depósitos de limos posteriores al período lacustre (Formación Sabana)
- Los conos fluvio-glaciares del Tunjuelo
- Los suelos negros de los páramos
- Las morrenas del páramo de Piedra Parada — Los Colorados
- La terraza de Fusagasugá
- Los depósitos de bloques de Santandercito
- Relaciones estratigráficas

DESCRIPCION DE LAS ESTRUCTURAS

La región meridional de la Sabana

- Las estructuras al W del sinclinal de Fusagasugá
- El sinclinal de Fusagasugá
- El anticlinal de San Miguel
- Las estructuras comprendidas entre los anticlinales de San Miguel y Soacha.

La región del Salto del Tequendama

- La región del Charquito y la cuchilla del Tequendama
- El sinclinal de Sibaté
- Evolución meridional de estas estructuras

—Estructuras de la región del río Soacha

- El anticlinal de Soacha
- El sinclinal del río Soacha
- El anticlinal de Chebá
- Evolución meridional de estas estructuras

—Estructuras de la región de los páramos de Los Colorados y Piedra Parada y su prolongación N por Terreros

- El flanco de Terreros-Tunjuelito
- El sector de Mochuelo
- El sector entre Piedra Parada y Los Colorados
- El sector al W de Los Colorados

- El sinclinal de Usme
 - El flanco occidental
 - El flanco oriental
 - El núcleo del sinclinal de Usme y sus discordancias
 - Estructura de conjunto. Las discordancias terciarias
- El anticlinal de Bogotá — Usaquén.
- Las estructuras al E del anticlinal de Bogotá — Usaquén
 - La región del páramo entre Bogotá y Choachí
 - La región de Chipaque — Quetame
- Conclusiones; unidades tectónicas mayores de la región meridional de la Sabana
- La prolongación de las unidades tectónicas meridionales al N de la Sabana
 - El anticlinal de Bogotá — Usaquén
 - El anticlinal de la serranía de Chía (anticlinal de Chía — Zipaquirá)
 - El anticlinal de Tabio
 - Relación con las unidades tectónicas meridionales

LOS RASGOS ESTRUCTURALES DE LA REGION DE LA SABANA DE BOGOTA

- La asimetría de los pliegues
- Las fallas
- Los flancos inversos
- El carácter incompleto de la sucesión estratigráfica en los flancos inversos en el contacto Guadalupe — Guaduas
- Los trazados de las bóvedas anticlinales

MECANISMOS QUE HAN INTERVENIDO EN LA FORMACION DE LAS ESTRUCTURAS DE LA REGION DE LA SABANA

- La tectónica de revestimiento
- La halocinesis
- La gravedad
- La erosión
- El papel de los distintos mecanismos; conclusiones

EL DESARROLLO DE LA DEFORMACION EN EL TIEMPO

- Los datos a partir del sinclinal de Usme
- La tectónica en las áreas cretácicas y terciarias
- Las deformaciones del cuaternario

CONCLUSIONES

BIBLIOGRAFIA

INTRODUCCION

La Sabana de Bogotá es la región de la Cordillera Oriental a la que se ha prestado atención desde más antiguo y la primera, por tanto, de la que ha existido un conocimiento geológico relativamente completo.

Dejando aparte las referencias a la geología de la Sabana que se encuentran en los trabajos anteriores a Hettner (1892), referencias que en la mayoría de los casos no constituyen sino datos aislados (Humboldt 1864; Von Buch 1885; Karsten 1858, 1886; D'Orbigny, A. V., 1842) puede decirse que el conocimiento geológico de la región de la Sabana arranca con dicho autor. En efecto, aunque en realidad la descripción geológica que dá Hettner de la Cordillera Oriental es aún muy imprecisa y limitada prácticamente al aspecto estratigráfico, lo que diferencia la obra de Hettner de las de sus antecesores es que, es a partir de la descripción y nomenclatura estratigráfica de Hettner que se desarrolla toda la estratigrafía actual. En efecto, aunque con notables modificaciones, con respecto a los conceptos originales de Hettner, la estratigrafía actual está fundamentada en la de

dicho autor y por tanto puede decirse que con Hettner se inicia en firme el estudio estratigráfico de la Cordillera Oriental Colombiana.

Los estudios concretos sobre el área de la Sabana se inician más tarde y se deben a R. Scheibe (1934a) y sobre todo a Hubach (1931a; 1931b; 1945a; 1945b; c; 1947 a, b, c, d; 1957 a, b). Sin desconocer por ello los buenos trabajos de R. Scheibe entre los cuales conviene destacar los que se refieren a la estratigrafía de la Formación Guaduas, puede decirse que es Hubach quien tomando como base la estratigrafía de Hettner, la precisa y completa. A Hubach se debe el reconocimiento de las dos facies distintas que presenta el cretácico al E y W de la Sabana (Hubach, 1931b) así, como la sistematización de la sucesión litoestratigráfica tanto del cretácico (Hubach, 1931 a, b; 1945 a, 1957 a, b), como del terciario (Hubach, 1945c; 1947c; 1957a) todos estos trabajos de Hubach, aunque algunos tengan fechas de publicación relativamente modernas, fueron realizados alrededor de los años 1930 a 1933; los trabajos de R. Scheibe son aún anteriores. De este modo se echaron las bases de la estratigrafía de la región de la Sabana. Paralelamente con el estudio de la sucesión litoestratigráfica se llevaron a cabo estudios paleontológicos. Entre los que trabajaron en este sentido cabe citar a Gerhard (1897), Breistroffer (1936), Riedel (1938), Dietrich (1938) y a Royo y Gómez (1941, 1945a, 1945b); este último autor dispone en sus estudios paleontológicos de la base estratigráfica de Hubach. De este modo los datos paleontológicos van precisando su significado estratigráfico; se va conociendo la posición estratigráfica de los fósiles de la Cordillera Oriental. Finalmente y de época mucho más reciente cabe citar los estudios de Bürgl (1955 a, b, 1956, 1957, 1958a, b, 1959a, b, 1961) y de Van der Hammen (1954, 1957, 1958).

Los estudios estructurales se han desarrollado con mucha más lentitud que los estratigráficos; no obstante existen desde antiguo algunos datos tectónicos sobre esta región; así, en los trabajos ya citados de Hubach, aunque solo excepcionalmente se aborda el aspecto estructural (Hubach, 1931a; Hubach y Alvarado, 1932) existen varios cortes geológicos y mapas que permiten conocer los rasgos estructurales de la Sabana. En 1957, acompañando el resumen estratigráfico de la región de la Sabana de Hubach, se publica un buen mapa a escala aproximada 1:225.000. No obstante, todos estos datos estructurales son solo datos aislados que en la mayoría de los casos no van acompañados de explicación alguna y mucho menos de interpretación. El mapa citado que se incluye en el trabajo de Hubach no está complementado por ningún corte geológico y casi todos los cortes que acompañan a otros trabajos son cortes locales, y si bien algunos de ellos (Hubach, 1947c, ls. 7 y 8; 1947c, ls. 13 y 14) son excelentes, no son suficientes para dar una idea general de la estructura de la Sabana. El único corte general existente es el que da Hubach (1931a, reproducido en 1945a) a través de la Cordillera Oriental, desde el Magdalena hasta el Llano. A los trabajos citados cabe añadir los de Merrit (1935) y Clements (1940, 1946).

Por todo lo dicho se ha creído conveniente impulsar el conocimiento tectónico de la Sabana de Bogotá. A ello se han dedicado algunos trabajos anteriores (Julivert, 1961c, 1962b). En ellos se puso de manifiesto la importancia de la gravedad en la generación de las estructuras que caracterizan los flancos de los pliegues de toda la región de la Sabana, así como el hecho de que los flancos de estos pliegues se han movido con independencia uno del otro, todo lo cual da lugar a estructuras aparentemente muy

complejas y puede dar lugar a interpretaciones erróneas. Estas bases, que deben ser tenidas en cuenta en todo momento para poder interpretar la tectónica de la Sabana, van a ser ampliadas con el presente estudio que se refiere especialmente a la parte S de la Sabana de Bogotá. La parte recorrida abarca toda la región al S del paralelo de Usaquén hasta el Páramo de Chisacá y de W a E abarca aproximadamente desde el Sinclinal de Fusagasugá hasta el Valle de Choachí aunque al N de la Sabana se han hecho también algunas observaciones. De esta amplia región se ha cartografiado a escala 1:25.000 la terminación meridional de la Sabana, en cuatro hojas de 40 x 60 cm, a la escala antes citada, hojas que acompañan el presente trabajo; del resto de la región se han obtenido datos menos detallados. El presente trabajo va a centrarse en la región cartografiada a 1:25.000, de las áreas vecinas va a darse una descripción somera que permita encuadrar la región estudiada con detalle.

Estos estudios tectónicos y la cartografía geológica de detalle requieren un buen conocimiento estratigráfico. Los estudios estratigráficos en el sentido del conocimiento de la sucesión litoestratigráfica habían progresado poco desde que Hubach alrededor de los años 1930-1933 estableció la sucesión litoestratigráfica para el área de la Sabana, ya que los trabajos de Bürgl se han orientado preferentemente hacia el aspecto bioestratigráfico. Por este motivo, paralelamente con los estudios que han conducido al presente trabajo se han desarrollado estudios de tipo estratigráfico, sedimentológico y petrográfico sobre el cretácico de la región de Bogotá (Julivert, 1962a, 1963; Zamarreño de Julivert, 1962).

En el presente trabajo se insistirá poco en el aspecto estratigráfico, las sucesiones estratigráficas detalladas que se han obtenido durante los trabajos de campo preparatorios de esta publicación, han sido publicadas ya o lo serán en trabajos especiales más adelante.

ESTRATIGRAFIA

Ya se ha indicado que la descripción estratigráfica va a ser somera. Por una parte, pocas precisiones más podrían aportarse sobre los niveles inferiores al Guadalupe*, niveles que en la Sabana casi no afloran, por otra parte, el Guadalupe y el Guaduas inferior que afloran bien en el área estudiada con detalle han sido ya objeto de publicaciones de carácter estratigráfico y lo seguirán siendo más adelante. Para la estratigrafía de los niveles inferiores al Guadalupe pueden consultarse los trabajos de Hubach, especialmente el de 1957.

La descripción estratigráfica que sigue se va a referir tan solo a los terrenos que afloran en el área cartografiada a escala 1:25.000.

La formación Guadalupe.—En la formación Guadalupe pueden distinguirse de abajo arriba las siguientes unidades litológicas: miembro del Raizal, Nivel de Plaeners, Arenisca de Labor, Arenisca Tierna.

El miembro del Raizal está formado por un potente conjunto de areniscas que alternan con lutitas y niveles silíceos de varios m de espesor.

* Conviene recordar que el término Guadalupe se toma en el sentido de la Col. Soc. of Petr. Geol. and Geoph. (1961), es decir que su base se coloca en la base del miembro del Raizal; de este modo lo que se llamaba Guadalupe inferior queda excluido de la formación Guadalupe.

No obstante, hay un marcado predominio de las areniscas de modo que el miembro del Raizal destaca siempre como un nivel resistente formando crestones y escarpes bien marcados; el espesor total es de unos 300 m. Dentro del miembro del Raizal la parte más uniformemente arenosa es la parte media, en la parte baja las intercalaciones lutíticas se hacen más frecuentes; estas intercalaciones en la región de la Sabana suelen ser de tonos claros y a veces semejantes a las capas silíceas del nivel de plaeners, solo hacia la parte baja del miembro del Raizal empiezan a aparecer tonos oscuros y las intercalaciones de lutitas toman el mismo aspecto que las lutitas del Villeta. Al E de la Sabana, en la región de Choachí los colores oscuros adquieren más importancia y son abundantes en las intercalaciones lutíticas del Guadalupe. En la parte superior del miembro del Raizal vuelven a aparecer intercalaciones importantes de lutitas y lutitas silíceas, que en la región de la Sabana son de tonos claros. El hecho de que sea hacia el techo y hacia la base donde las intercalaciones de lutitas son más abundantes puede plantear el problema de la delimitación de esta unidad. El límite superior es un límite neto a pesar de las intercalaciones de lutitas que presenta el miembro del Raizal hacia el techo, ya que en el Nivel de Plaeners no existen bancos gruesos de areniscas (Julivert, 1962 a, b). El límite debe situarse por tanto en el techo del nivel más alto de areniscas que sea importante. Esto coincide además con la base de un nivel bastante grueso de lutitas azuladas o verde-azuladas con gran abundancia de foraminíferos del género *Siphogenerinoides*. La importancia de este límite, como referencia y la importancia de estas lutitas azuladas con *Siphogenerinoides* como nivel guía fue establecido ya por Bürgl (1955, 1959b) que hace coincidir con este límite litológico el límite campaniense-maestrichtiense. El límite inferior no puede definirse con tanta precisión. Es bien sabido que el contraste entre las dos formaciones Guadalupe y Villeta estriba en el carácter en su mayor parte arenoso de la primera frente a la naturaleza lutítica y los colores oscuros de la segunda. Se ha indicado también que el miembro del Raizal forma crestones y escarpes y destaca bien en el relieve; por el contrario las lutitas oscuras que forman la parte superior del Villeta, en contraste con el miembro del Raizal, desarrollan siempre formas deprimidas, a pesar de las intercalaciones de arenisca que presentan. Teniendo en cuenta todo lo dicho, el límite debe situarse de modo que coincida con el límite morfológico, lo cual coincide con el punto a partir del cual la sucesión puede decirse que es lutítica con algunas intercalaciones de areniscas. Este límite cae probablemente dentro del coniacense, ya que en el horizonte de La Frontera se ha situado el límite turonense-coniacense (Hubach 1957 b, Bürgl 1961) y en la parte baja del miembro del Raizal Bürgl ha citado una fauna coniacense (¿o santoniense?) (Julivert, 1962 b). Siendo como es el contacto, en cierto modo gradual, no se puede pretender establecer el límite con mayor precisión, no obstante con lo dicho se obtiene la precisión suficiente para una cartografía y estratigrafía de detalle ya que a pesar del carácter gradual del tránsito, el cambio de las facies del Guadalupe a las del Villeta se realiza en unos pocos m. Para toda el área de la Sabana, tanto el límite superior como el inferior ocupan una posición constante en el tiempo.

Por encima del Miembro del Raizal se encuentra el Nivel de Plaeners, con unos 150 m de espesor, dos sucesiones estratigráficas dadas con cierto detalle han sido publicadas ya de este nivel, una correspondiente al área de Usaquén (Julivert, 1961 b) la otra a la de la Serranía de Chía (Julivert 1962 b). Poco va a añadirse a lo indicado en estas publicaciones. El

Nivel de Plaeners está constituido constantemente por lutitas y lutitas silíceas, faltando los bancos compactos de arenisca aunque hacia la parte superior del Nivel de Plaeners se ha visto en Usaquén que se presentan areniscas finísimas o limos. Cabe también señalar que la presencia de lutitas azuladas o verde-azuladas con abundantes *Siphogenerinoides* en la base del Nivel de Plaeners es un rasgo constante de este nivel para toda el área de la Sabana de Bogotá. No obstante hay que tener en cuenta que si bien donde los *Siphogenerinoides* son más abundantes es en la base del Nivel de Plaeners, se encuentran también a través de todo este nivel y en algunas localidades (Terrerros) en las intercalaciones lutíticas o silíceas que presenta la Arenisca de Labor y también en las del Miembro del Raizal (Cerro de Cable, al E de Bogotá). Así pues, la presencia de abundantes *Siphogenerinoides* por sí sola no permite afirmar que se trate de la parte basal del Nivel de Plaeners, es en todo caso este criterio, junto con las facies azuladas (azul claro) o azulado-verdosas y la posición estratigráfica con respecto a los niveles de areniscas, lo que permite definir con seguridad la base del Nivel de Plaeners.

La Arenisca de Labor ha sido también descrita en varias localidades, con detalle al W de Choachí (Julivert, 1962 a; Zamarreño de Julivert 1962) y con menos detalle en Usaquén y Tabio-Chía (Julivert 1961 c, 1962 b). Las conclusiones alcanzadas entre Bogotá y Choachí pueden considerarse válidas para toda el área de la Sabana. Esta arenisca está sometida a intensa explotación, de ella se cortan buenos bloques que se utilizan en construcción. En los estudios realizados en el área entre Bogotá y Choachí se puso de manifiesto que se trata de un nivel de arenisca caracterizado por la notable constancia de su tamaño de grano; los valores de la mediana se situaban constantemente alrededor de los 0,25 mm; para una descripción detallada de esta arenisca pueden verse los trabajos citados. Es de señalar tan solo que en el área entre el Valle de Usme y el del río Soacha, es decir el área al S de las canteras de Terreros, la Arenisca de Labor alcanza un espesor considerable que puede evaluarse en unos 150 a 200 m; lo que representa el espesor máximo conocido para esta arenisca (65 m al W de Choachí; 100 m en Usaquén, 70 m en la Serranía de Chía). Además en esta área son frecuentes las intercalaciones de niveles silíceos entre los bancos de areniscas, hecho que movió a Hubach (1957 a, p. 101-102) a considerar la Arenisca de Labor simplemente como una intercalación de arenisca dentro del Nivel de Plaeners (para cuestiones de nomenclatura ver Julivert 1961 c, 1962 b). En estas capas lutíticas y silíceas que se encuentran dentro del nivel denominado Arenisca de Labor son frecuentes los *Siphogenerinoides*. La Arenisca de Labor tiene límites netos tanto en el techo como en la base.

Por encima de la Arenisca de Labor y separando este nivel de la Arenisca Tierna se encuentran entre 15 y 30 m de lutitas y a veces capa silíceas, este nivel aunque muy constante no ha sido cartografiado debido a su escaso espesor. Se trata del nivel denominado a veces Plaener Superiores.

La Arenisca Tierna ha sido estudiada con detalle en la misma sección que la Arenisca de Labor, entre Bogotá y Choachí (Julivert 1962, Zamarreño de Julivert 1962). Las conclusiones alcanzadas en este estudio tiene aplicación general al área de la Sabana; la Arenisca Tierna, aunque de tamaño de grano bastante variable se caracteriza por la presencia de niveles de tamaño de grano grueso, tamaño que nunca se alcanza en los otros de

niveles de areniscas. Por este motivo la Arenisca Tierna es explotada como arena (areneras al N de Usaquén y al E de Sibaté). Al W de Choachí el espesor de la Arenisca Tierna es de 50 m (Julivert 1962) y en Usaquén de 125 m (Julivert, 1961 c, f. 1). La Arenisca Tierna es de los tres niveles de areniscas el que aflora menos extensamente ya que en el límite Guadalupe-Guaduas, suelen faltar niveles, tanto de la parte alta del Guadalupe como de la base del Guaduas. Este hecho se presenta constantemente en todos los flancos inversos de los pliegues (Julivert, 1963) lo cual es además el rasgo dominante en los pliegues de la Sabana. Por consiguiente en la mayoría de los flancos de los pliegues no se encuentra la Arenisca Tierna; dentro del área cartografiada a escala 1:25.000 la Arenisca Tierna solo forma afloramientos extensos al W de Sibaté, tanto el límite superior como el inferior de la Arenisca Tierna son dos límites netos.

La edad de la formación Guadalupe, se ha considerado que abarca desde la parte alta del coniaciense (o el santoniense), hasta la parte baja del maestrichtiense.

La formación Guaduas.—Por encima de la formación Guadalupe se encuentra la formación Guaduas; su parte inferior y el límite con el Guadalupe han sido objeto de una publicación reciente (Julivert, 1963). El límite Guadalupe-Guaduas es un límite neto; a diferencia del Guadalupe, el Guaduas es principalmente lutítico, aunque con importantes intercalaciones de areniscas. De ellas Hubach destaca principalmente dos, que denomina Guía y Lajosa. La Arenisca Guía se encuentra a unos 65-70 m por encima de la base del Guaduas, y al igual que ocurre con los niveles más altos del Guadalupe, muy frecuentemente no aflora; en el área cartografiada a 1:25.000 la Guía aflora en todo el borde de la Sabana entre Tunjuelito y Soacha; en el área del Salto del Tequendama y en el área de Granada, en el extremo NE del Sinclinal de Fusagasugá. La parte del Guaduas que comprende la Arenisca Guía y el nivel principalmente lutítico por debajo de ella, se caracterizan porque sus areniscas son aún ortocuarcitas, semejantes en todo a las areniscas de la formación Guadalupe. Las lutitas, aunque en las proximidades de las capas de carbón presentan restos de plantas, son aparentemente también semejantes a las que se presentan por debajo del Guaduas. El cambio de aspecto, tanto en las lutitas como en las areniscas, tiene lugar por encima de la Guía. Los cambios que tienen lugar en el Guaduas, en su mayor parte por encima de la Guía son: la aparición de lutitas rojas, con algo de yeso, el cambio de aspecto de las lutitas, que pasan de ser shales a ser arcillitas plásticas, el cambio de aspecto de las arenitas y la existencia de capas de carbón. Todos estos cambios deben de estar relacionados con la regresión general que se produce al finalizar el cretácico y que da lugar, excepto por un corto episodio, a condiciones de sedimentación continentales; también es en este momento cuando empieza a desarrollarse la orogénesis. Por lo que respecta a los carbones, éstos se sitúan principalmente en la parte media del Guaduas, entre las areniscas Guía y Lajosa (Hubach 1957 a) aunque se encuentran también carbones por debajo de la Guía (Salto de Tequendama y Granada, dentro de la región estudiada) y por encima de la Lajosa.

En el área estudiada el Guaduas aflora mal, por tanto no se ha podido obtener una buena estratigrafía del mismo ni seguir todos estos cambios. Tan solo de la parte inferior del Guaduas se han podido obtener buenas sucesiones (Julivert 1963). El Guaduas debe aflorar completo en el flanco W del Sinclinal de Usme al S de Usme, pero en esta región existen unos

suelos negros de gran espesor que impiden las observaciones de detalle. En los demás puntos aflora solo la parte más inferior del Guaduas (Salto del Tequendama, región de Tunjuelito y Meisen) o bien se encuentran solo sucesiones muy fragmentarias. Por todo ello la arenisca Lajosa no ha podido ser localizada con seguridad en ningún punto, tan solo en el valle del río Soacha, al S de Soacha se ha encontrado una arenisca que con duda puede atribuirse a la Lajosa. En este sector puede obtenerse con detalle un fragmento de la sucesión estratigráfica del Guaduas, que debe ser el fragmento del Guaduas inmediatamente superior a la arenisca Lajosa. No obstante el carácter fragmentario de esta sucesión quita de momento buena parte de su interés. La sucesión detallada del Guaduas en el valle del río Soacha va a darse junto con su estudio tectónico ya que el conocimiento detallado de esta estratigrafía tiene interés especialmente para hacer una adecuada interpretación tectónica del valle del Soacha.

El espesor total del Guaduas es según Hubach (1957 a, p. 100) de 700 m aunque puede llegar a los 1000 m. En cuanto a la edad, su parte inferior es maestrichtiense, el límite cretácico-terciario se sitúa dentro del Guaduas, Van der Hammen sitúa este límite entre las areniscas Lajosa y Cacho (1957, p. 197). No hay que olvidar no obstante que se trata de un límite arbitrario escogido de modo que sea un punto fácilmente localizable en el diagrama polínico de Van der Hammen.

La Arenisca del Cacho.—En todo el Guaduas y también en la formación Bogotá existen multitud de capas de areniscas pero ninguna de ellas forma un nivel tan destacado como la Arenisca del Cacho. Esta arenisca llamó ya la atención de R. Scheibe (1934 a) que fue quien le dio este nombre, que deriva del pico del Cacho, en Zipaquirá. Más tarde Hubach la escogió como referencia para separar las formaciones Guaduas y Bogotá (Hubach 1945 c).

Para Hubach la arenisca del Cacho forma la base de la formación Bogotá. En la nomenclatura estratigráfica que establece Hubach para el terciario de la región de la Sabana las formaciones Bogotá y Usme de dicho autor empiezan por las areniscas del Cacho y de La Regadera respectivamente. Hubach hace empezar estas dos formaciones por areniscas porque quiere establecer una especie de ciclos en la sedimentación terciaria del área de la Sabana. Esta idea cíclica se encuentra bastante arraigada y ha sido repetida por diferentes autores, así Bürgl (1959 a, 1961) la aplica al cretácico y Van der Hammen al terciario (1958). El carácter cíclico de la sedimentación ha sido puesto en duda en otras ocasiones (Julivert 1962 b) ya que la presencia de niveles alternativamente de areniscas y de lutitas no indica por sí sola la existencia de una sedimentación cíclica. La Col. Soc. Petr. Geol. and Geoph. (1961) separó la Arenisca del Cacho de la formación Bogotá y le dio el rango de formación; este mismo criterio se seguirá en este trabajo. La Arenisca del Cacho se encuentra bien expuesta en los dos flancos del sinclinal de Usme; es un nivel de areniscas bastante grueso, de unos 100 m que destaca ligeramente en el relieve formando crestones poco pronunciados; dentro del Cacho pueden encontrarse niveles de lutitas; el más frecuente es un nivel de lutitas que divide el Cacho en dos partes, llamadas por Hubach (1945 c, p. 34 y lm. 8) supracacho e infracacho, nombres que en cierto modo derivan de R. Scheibe (1934 a). El espesor del Cacho es de unos 100 m. La edad es dudosa, Van der Hammen (1957, 1958) la considera paleocena.

La Formación Bogotá.—Es muy semejante a la formación Guaduas, las diferencias fundamentales son: ausencia de capas de carbón (solo inmediatamente por encima del Cacho se han citado algunas capas carbonosas, Van der Hammen 1957, p. 198) y ausencia de areniscas de tipo ortocuarcítico típico. En cuanto a las areniscas, el Bogotá se diferencia netamente de la parte basal del Guaduas con ortocuarcitas típicas, de tipo marino (Julivert 1963), pero no se diferencia de la parte alta del Guaduas. La formación Bogotá es en conjunto más pobre en intercalaciones de areniscas que la formación Guaduas, no obstante, de no existir la Arenisca del Cacho que suele ser fácilmente reconocible, difícilmente se podría establecer una separación clara entre Bogotá y Guaduas. La formación Bogotá recibió este nombre de E. Hubach (1945 c) quien de esta forma redujo la extensión vertical de la formación Guaduas en el sentido de Hettner y R. Scheibe.

Hubach no asignó a la formación Bogotá ni localidad ni sección tipo. El único sitio donde la formación Bogotá se presenta completa es en el sinclinal de Usme, ya que allí es el único lugar donde se presenta la Arenisca de La Regadera, que limita por su techo la formación Bogotá. La sección tipo debe por tanto situarse en el Sinclinal de Usme. Dentro del Sinclinal de Usme la mejor sección es la que se obtiene por la quebrada Zo. Grande y por el filo que la limita por el N; esta sucesión es completa y puede por tanto ser considerada como la sección tipo de la formación Bogotá. En la figura 1 se da algo simplificada la sucesión de Bogotá obtenida en la localidad antes citada y que corresponde por tanto a la sección tipo de esta formación.

El espesor de la formación Bogotá es de unos 2000 m, su edad dentro del Terciario no puede definirse. El contacto del Bogotá con la Arenisca del Cacho, lo mismo que el de esta arenisca con el Guaduas pueden considerarse en líneas generales concordantes si bien existe una discordancia progresiva que empieza a desarrollarse posiblemente a partir de la parte media del Guaduas. Esta discordancia, como acaba de indicarse, tiene el carácter de discordancia progresiva, sin que se haya visto en ningún lugar una discordancia angular neta dentro de las formaciones Guaduas, Arenisca del Cacho y Bogotá.

La Arenisca de La Regadera.—Este nombre se debe también a Hubach (1957 a); dicho autor considera la Arenisca de La Regadera como la base de la formación Usme, no obstante, en el trabajo de Hubach antes citado se subvalora esta arenisca. En realidad la Arenisca de La Regadera es un nivel de areniscas notablemente espeso (unos 400 m), que tiene suficiente individualidad para que pueda dársele el rango de formación, es además un nivel litológicamente muy diferente del resto de la formación Usme (en el sentido de Hubach). Por este motivo es mejor considerar la Arenisca de La Regadera como una formación independiente y limitar el nombre de Usme a los niveles más finos que se le superponen. Es en este sentido que en adelante se usarán estos términos.

La Arenisca de La Regadera forma dos crestones importantes a lado y lado del río Tunjuelito, es decir a ambos lados del valle de Usme. El crestón occidental es prácticamente continuo (ver mapas), pero el oriental es discontinuo debido al carácter discordante de la formación Usme sobre la Arenisca de La Regadera y también debido a la existencia de varios conos fluvio-glaciales, que bajan desde el E al Valle del Tunjuelo. La Arenisca

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA FORMACION BOGOTA EN LA ZONA DE LA QUEBRADA ZCO. GRANDE

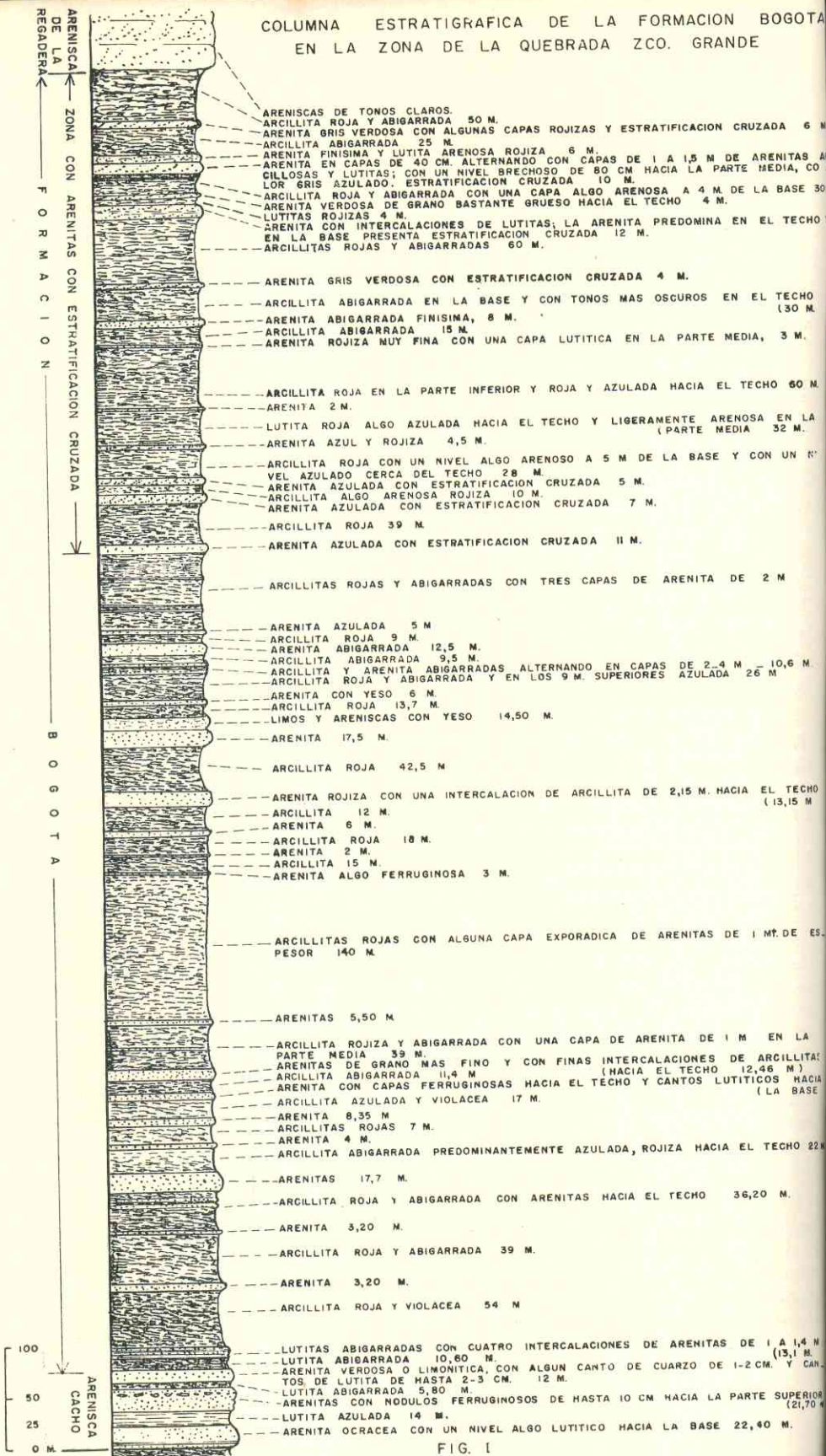


FIG. 1

Fig. 1. — Columna estratigráfica de la formación Bogotá en el flanco W del Sinclinal de Usme en la zona de la quebrada Zo Grande.

de La Regadera es pues un nivel resistente, que destaca en el relieve; esta formada principalmente por areniscas, no muy consolidadas (en algunos puntos, como en Tunjuelito, se explota como arena), de grano frecuentemente grueso y por capas de conglomerados, menos abundantes; alternando con areniscas y conglomerados se encuentran arcillas rosadas o rojizas que en ningún momento llegan a quitar a este nivel su carácter predominantemente arenoso y resistente.

El contacto con la formación Bogotá es muy neto; la discordancia progresiva que afectaba a las formaciones Guaduas y Bogotá, se manifiesta también en la Arenisca de La Regadera llegando incluso a manifestarse una discordancia angular entre la Arenisca de La Regadera y la formación Bogotá. En efecto, mientras al S del Zo. Grande el contacto parece ser concordante, de allí hacia el N la Arenisca de La Regadera se apoya sobre niveles progresivamente más bajos, hasta encontrarse en Tunjuelito, casi en contacto con la Arenisca Guía, en el Guaduas. La pequeña falla que se observa al E del pequeño cerro constituido por la Arenisca de La Regadera tiene escasa significación y no puede invocarse para explicar la posición de la Arenisca de La Regadera, anómalamente próxima a la Arenisca Guía. La Arenisca de La Regadera desde el Zo. Grande hacia el N va cortando pues niveles progresivamente más bajos. En las demás localidades el contacto con el Bogotá parece concordante; este contacto es siempre neto. El límite superior, es decir el contacto con la formación Usme, es discordante en muchos puntos; no obstante en algunas localidades (embalse de La Regadera) este contacto parece concordante. Se trata del mismo fenómeno ya indicado antes; el diastrofismo va teniendo lugar en forma continua, por consiguiente mientras la sedimentación no se interrumpa se registran discordancias progresivas, pero en los puntos en que ha habido interrupción local de la sedimentación y consiguiente ocasión de que la erosión actúe, se manifiestan discordancias angulares. Es el mismo fenómeno puesto ya de manifiesto en el Valle Medio del Magdalena (Julivert 1961b) y para la formación Gualanday en el extremo N del Valle Alto (Téllez y Navas 1962). Así pues, no es de extrañar que el contacto sea en algunas localidades concordante y en otras discordante. Donde el contacto es discordante evidentemente en mayor o menor grado faltan niveles tanto de la Arenisca de La Regadera como de la formación Usme. Donde el contacto es concordante el límite entre las dos formaciones parece bastante neto aunque no puede descartarse que exista un escaso espesor de tránsito gradual. En ningún punto se ha podido ver con suficiente detalle la zona límite.

La Formación Usme.—Las relaciones entre la formación Usme y la Arenisca de La Regadera han sido ya descritas. Tal como ya se ha indicado existen localidades donde ambas formaciones aparecen como concordantes y otras en que son netamente discordantes. Ambas formaciones son concordantes a lo largo del flanco W del sinclinal de Usme y fuertemente discordantes en todo el flanco E, donde las capas más altas del Usme cortan la Arenisca de La Regadera, formando un ángulo de discordancia de unos 90° y a veces más ya que la Arenisca de La Regadera está invertida. El Usme llega a apoyarse sobre niveles muy bajos de la formación Bogotá. A todo lo largo del flanco E del Sinclinal de Usme, la formación Usme fosiliza además un relieve bastante marcado. Una descripción más completa se hará en la parte dedicada a la tectónica, aquí cabe citar solo

estos hechos para poner de manifiesto las relaciones entre las distintas unidades estratigráficas.

En la formación Usme pueden distinguirse dos niveles; la parte inferior de la formación Usme es de carácter principalmente lutítico, hacia su parte inferior se han encontrado foraminíferos arenáceos, un poco encima del límite con la Arenisca de La Regadera (Porta 1962). En este nivel lutítico se encuentran también intercalaciones de areniscas de grano fino, especialmente abundantes hacia la parte alta, donde presentan restos vegetales (en la carretera a las canteras de Bellavista), el espesor de esta parte inferior es de unos 50 m. Por encima se sitúa un nivel de areniscas de unos 75 m de espesor, son areniscas cuarzosas de grano grueso y conglomerados de grano fino. Este nivel es el que avanza fuertemente discordante hacia el E cortando la Arenisca de La Regadera y la formación Bogotá. No obstante el nivel inferior, es también discordante sobre la Arenisca de La Regadera en algunas localidades, esto se observa claramente al N de la Cárcel de la Picota.

El Cuaternario.—Sobre el Cuaternario de la Sabana se han hecho también recientemente algunas publicaciones (Porta 1961 a, b; Julivert 1961 a); por ello la descripción que se haga aquí va a ser somera, destacándose aquellos puntos que representen novedades con respecto a las publicaciones antes citadas, como es el sistema de morrenas del Páramo de Piedra Parada-Laguna de Los Colorados. Los tipos de cuaternario que pueden distinguirse son: Relleno lacustre de la Sabana (formación Tilatá); limos marrones y rojos de los bordes de la Sabana y limos de la terraza baja, en la Sabana (formación Sabana); conos fluvio-glaciares del Tunjuelo; suelos negros y turberas subactuales, especialmente desarrollados en los páramos; morrenas del Páramo de Piedra Parada-Laguna de Colorados. A estos cuaternarios pueden añadirse por fuera ya del área de la Sabana, la terraza de Fusagasugá y los depósitos de bloques de Santandercito.

El relleno lacustre de la Sabana (formación Tilatá). — El estudio del relleno de la Sabana fue efectuado con cierto detalle en una publicación anterior (Julivert, 1961 a). En aquella ocasión ya se indicó que contra lo que se había supuesto, no existen dos épocas lacustres separadas por una fuerte excavación, sino que el relleno lacustre es uno solo y continuo. Esto se encuentra atestiguado por varios hechos. Por la observación directa en las pequeñas lagunas excavadas del Salto del Tequendama y del Charquito, que puede afirmarse que tuvieron una historia similar a la de la Sabana (Julivert 1961 a) y en las cuales se observa perfectamente que el relleno ha sido continuo, es decir, que no existen dos rellenos lacustres encajados. Por las observaciones en la Sabana de Bogotá, donde existe una terraza que se eleva entre 5 y 15 m sobre los cauces de los ríos actuales en la Sabana. Esta terraza ocupa grandes extensiones en la Sabana de Bogotá, su superficie representa el final del relleno lacustre de la Sabana, sin que se observe ningún período anterior separado de este por una etapa de erosión ya que esta terraza, más excavada en los bordes es lo que allí se ha llamado formación Tilatá, creyéndose erróneamente que eran materiales diferentes a los que se presentan en el centro de la Sabana. Finalmente porque el desagüe más bajo que ha tenido la Sabana es el actual, en Alicachín, y este desagüe no está casi nada excavado; el umbral rocoso del emisario actual en Alicachín está a unos 15 m por debajo del punto más alto de la terraza antes citada; lo que representa

el valor de la excavación de esta terraza. No existe por tanto posibilidad de que haya habido excavación por debajo de este nivel que constituye un nivel de base transitorio, pero bastante estable para toda la Sabana y no existe por tanto posibilidad de que haya habido un período de erosión importante que haya roto la continuidad del relleno lacustre.

Así pues, debe aceptarse que existe un relleno lacustre único y continuo, representado por unos 200 m de sedimentos, aunque el espesor es muy variable pues se fosiliza un relieve. A estos sedimentos se les aplicó el nombre de formación Tilatá (Julivert 1961 a), nombre dado por R. Scheibe (1934 b) pero cuyo significado nunca se había precisado bien debido a la creencia errónea de que existían dos rellenos lacustres distintos encajados, a los que se llamaba formación Tilatá y formación Sabana. Al ponerse de manifiesto que existía un relleno lacustre único (Julivert 1961 a) se prefirió conservar para él el nombre Tilatá, en vez del nombre formación Sabana porque en todas las localidades donde este relleno había sido excavado y afloraba (Mosquera, Salto del Tequendamá, Charquito, Soacha, etc., Hubach 1957 a) se había aplicado el nombre Tilatá mientras el término Sabana se había reservado para un segundo relleno lacustre, completamente hipotético, del que nunca se había descrito un corte y que se suponía constituía el fondo no excavado de la Sabana; tal como se ha indicado ya, este segundo relleno lacustre no existe; por ello se ha preferido el nombre de Tilatá. Para una descripción más completa puede verse el trabajo antes citado (Julivert 1961 a).

Los depósitos de limos posteriores al período lacustre (formación Sabana).—Aunque se ha negado la existencia de dos conjuntos lacustres separados por un período importante de erosión, es cierto que existen en la Sabana dos conjuntos sedimentarios distintos y que existe un período de erosión que los separa. Solo que a diferencia de la antigua idea solo uno de estos conjuntos, el más antiguo, es lacustre, y solo uno de ellos, el lacustre con sus 200 m de sedimentos, tiene verdadera importancia en el relleno de la Sabana. El otro conjunto sedimentario es muy poco espeso (unos 6 a 8 m como máximo) y está formado por un complejo sistema de limos. Para este complejo se ha reservado el término formación Sabana.

La estratigrafía de estos limos ha sido dada por Porta (1961 a), es en ellos donde se encuentran las faunas de mamíferos de la Sabana, ricas principalmente en *Haplomastodon*. Entre el depósito de estos limos y el período de depósito lacustre se interpone un período de erosión probablemente no muy largo que se inicia en el momento en que la lenta excavación del río emisario en el umbral de Alicachín desciende por debajo del nivel del techo del relleno lacustre. Ya se ha indicado como en la actualidad este umbral está excavado a unos 10-15 m por debajo de este nivel. En el borde de la Sabana, la estratigrafía de estos limos consta según Porta (1961 a) de tres niveles; en la base unos limos rojos de unos 2-4 m. de espesor máximo, por encima unos limos marrones de unos 2 m de espesor separados a veces de los limos rojos por una costra ferruginosa; en la base de estos limos marrones se sitúan las faunas de mamíferos de la Sabana; finalmente por encima se sitúan unos suelos negros que pueden alcanzar un espesor de unos 2 m y que en su parte más superior se confunden con los suelos actuales. Todo este conjunto se encuentra profundamente abarrancado, la erosión que abarrancó este depósito de limos debió desencadenarse en época muy reciente. Hacia el centro de la Sabana se encuentran unos limos marrones que se manifiestan morfológicamente por una terraza

muy baja, situada entre 3 y 0 m sobre los fondos fluviales actuales; esta terraza enlaza morfológicamente con la superficie del complejo de limos del borde de la Sabana. Estratigráficamente estos limos parecen superiores a los limos rojos y marrones del borde de la Sabana y su edad sería contemporánea en parte con los suelos negros que se les superponen. Las relaciones morfológicas entre la superficie del relleno lacustre (= terraza alta), el complejo de limos del borde de la Sabana-terrazza baja y el relieve actual, se dieron ya en el trabajo anterior ya citado (Julivert 1961 a).

Conos fluvioglaciares del Tunjuelo.—Fueron descritos también en la publicación antes citada, constituyen amplios conos que bajan al Valle del Tunjuelito principalmente por su lado oriental, aunque también los hay en el occidental y que coalescen en el fondo del Valle. El problema principal que plantean estos conos es el de sus relaciones con la formación Tilatá. Las observaciones de superficie demuestran que los conos del Tunjuelo son más antiguos que la formación Tilatá (Julivert 1961 a), pero en realidad estas observaciones, solo demuestran la mayor antigüedad con respecto a la parte más superior del Tilatá. Los conos del Tunjuelo pueden en realidad pasar lateralmente a la parte baja o media del Tilatá. El hecho de que en la actualidad la parte alta del Tilatá fosilice un relieve excavado en estos conos no impide pensar en que estos conos puedan equivaler en el tiempo a una parte del Tilatá. La excavación se habría producido solo en el borde de la Sabana, al terminar las condiciones fluvioglaciares (fig. 2); al ir progresando el relleno lacustre esta parte excavada habría acabado siendo fosilizada en parte. Sobre los conos del Tunjuelo se volverá a insistir más adelante.

Los suelos negros de los páramos.—El tipo de suelos que actualmente se forman en los páramos corresponde a unos suelos negros, muy húmicos, generalmente con una costra ferruginosa a una profundidad de 40 a 80 cm; estos suelos pueden llegar a ser muy gruesos, alcanzando hasta 2-3m. En la Sabana se presentan suelos similares aunque suele faltar la acumulación de hierro en forma de costra. Estos suelos que se forman en la actualidad son aparentemente el tipo de suelos que se está formando en la Sabana desde después del depósito de los limos marrones con faunas de mamíferos en la base. En los páramos, donde los limos marrones no se formaron y mucho menos los limos rojos, estos suelos negros pudieron empezar a formarse aún antes. En los páramos estos suelos son más negros y más espesos que en la Sabana y pasan a veces a suelos turbosos y turberas que pueden alcanzar gran espesor.

Las morrenas del Páramo de Piedra Parada-Los Colorados.— En todo el Páramo que se extiende desde Piedra Parada hacia el S, hasta la laguna de Los Colorados se encuentra un sistema de morrenas perfectamente conservado. Estas morrenas ponen de manifiesto la existencia de una serie de lenguas que descendían de la parte elevada del páramo hasta los 3400-3500 m. No obstante el frente morrénico es prácticamente continuo, de modo que puede pensarse en una masa de hielo bastante continua en el páramo; de esta especie de casquete descenderían las lenguas citadas. Hay que señalar no obstante que asociada a cada lengua se encuentra generalmente una cuenca, en la que a veces se ha instalado una laguna; tal es el caso de la laguna de Los Colorados. Así pues, si bien, existía tal vez una cubierta de hielo casi continua, este se encontraba concentrado en cuencas de las que partían las lenguas. Estas lenguas tienen siempre un carácter incipiente y como ya se ha indicado, las morrenas, aunque menos desa-

les; esta
de limos
superio-
dad sería
men. Las
= terraza
y el re-
t 1961 a).

én en la
Valle del
a los hay
ma prin-
formación
del Tun-
, pero en
edad con
lo pueden
El hecho
ieve exca-
equivaler
producido
oglaciar
da habría
se volverá

tualmente
húmicos,
e 40 a 80
asta 2-3m.
la acumu-
nan en la
mando en
con faunas
arrones no
s pudieron
más negros
osos y tur-

En todo el
la laguna
mente con-
na serie de
a los 3400-
continuo, de
tinua en el
itadas. Hay
ra general-
a; tal es el
tal vez una
en cuencas
un carácter
menos desa-

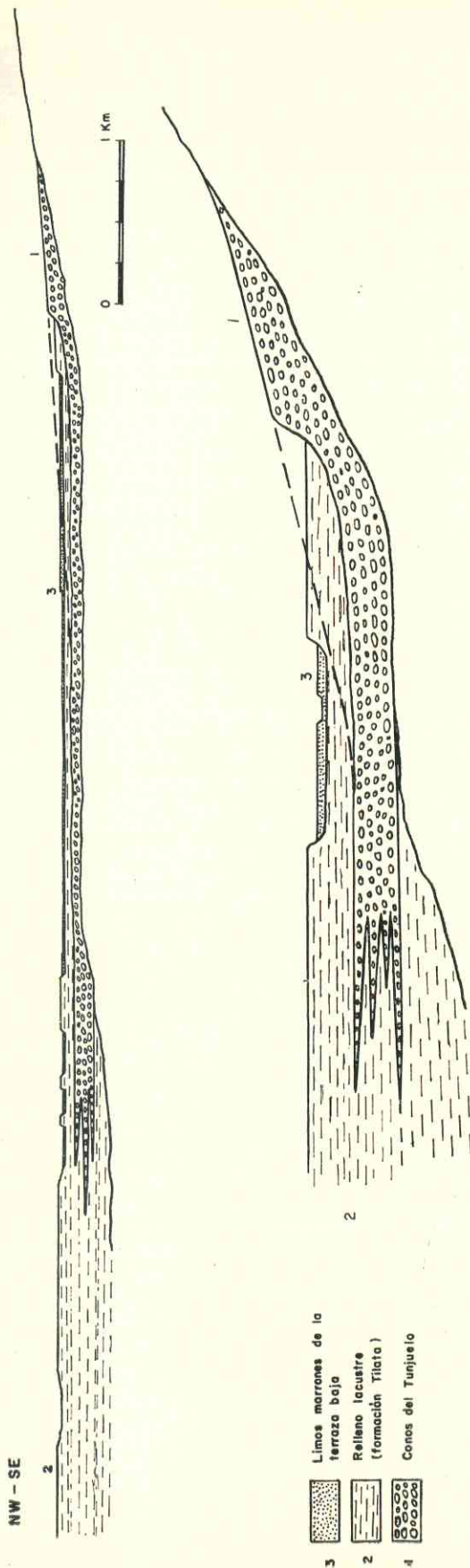


Fig. 2. — Relaciones estratigráficas entre el relleno lacustre de la Sabana de Bogotá (Formación Tiltata) y los Conos del Tunjuelo; 1, Conos del Tunjuelo; 2, Formación Tiltata; 3, Limos marrones (Terraza baja).

rolladas entre las distintas lenguas forman un frente morrénico continuo, especialmente al W del páramo. Por el E las morrenas están mucho menos conservadas y son discontinuas formando solo unos pequeños arcos (fig. 4).

En la región, del Páramo de Piedra Parada-Los Colorados se observa un solo sistema de morrenas, es decir una sola glaciación, si acaso existió en esta región alguna glaciación anterior, como puede pensarse por los estudios de Oppenheim en el Páramo de Sumapaz, esta glaciación ha sido enmascarada. Las morrenas se encuentran perfectamente conservadas, lo cual hace pensar en una edad reciente. Este páramo se continúa hacia el S por el Páramo de Sumapaz, mucho más extenso, pero los estudios no se han proseguido al S de la Laguna de Los Colorados. Una correlación con los datos aportados por Oppenheim (1940) sería prematura.

La terraza de Fusagasugá.—Es una amplia terraza que se conserva extensamente en el lado W del Valle del río Chocho, en Fusagasugá, esta terraza asciende bastante fuertemente hacia los relieves que cierran el Valle por el E; su borde se sitúa aproximadamente entre los 1400-1500 m, unos 300-400 m sobre el cauce actual; desde este borde la terraza asciende hacia el E. La terraza estuvo formada principalmente por aportes procedentes del E, es decir de la región de los páramos de San Miguel, Piedra Parada, Colorados, Chisacá y Sumapaz. Esto está de acuerdo con la distribución del relieve actual ya que al W del río Chocho se encuentra solo una estrecha cuchilla que se extiende desde Cumacá y Tibacuy hasta Peña Blanca, al NW de Granada, Cuchilla de la cual pocos aportes pueden derivar. La estratigrafía de la terraza no ha sido estudiada con detalle, de todos modos parece constar de una masa uniforme de cantos, frecuentemente de gran tamaño. En la parte superior hay en cambio algunos hechos a destacar. En primer lugar la existencia de un limo por encima de la terraza, de un espesor del orden de 1 m y en segundo lugar la existencia de una multitud de grandes bloques, de más de 1 m de diámetro, extendidos por toda la superficie de la terraza.

Los depósitos de bloques de Santandercito.—Su presencia fue descrita ya por Hubach (1957 a, p. 96), son depósitos formados por grandes bloques unidos por una matriz de materiales más finos; en la región de Santandercito estos depósitos tienen clara expresión morfológica formando un rellano que debe enlazar con la terraza de La Mesa. Hubach supone también este enlace; se trataría pues de una facies del borde de la amplia terraza de La Mesa. Hubach indica que estos depósitos se encuentran por todo el borde externo de la Sabana, hasta Los Alpes, cerca de Albán. Según el mismo autor su espesor puede llegar hasta los 70 m.

Relaciones estratigráficas.—Las relaciones estratigráficas entre los materiales de la región de la Sabana son bastante claras (fig. 2); la estratigrafía se esquematiza en la fig. 3. Lo que resulta más problemático es establecer las relaciones estratigráficas entre los materiales cuaternarios de la Sabana y los cuaternarios externos a ella. Este problema no puede aún resolverse; por el momento se intentará solo hacer un planteamiento general.

Las relaciones entre las terrazas de Fusagasugá y de La Mesa por el momento no pueden establecerse ya que la terraza de La Mesa no ha sido estudiada; por otra parte no se conoce ni el número de terrazas que se encuentran en los ríos de la vertiente W de la Cordillera Oriental, ni tam

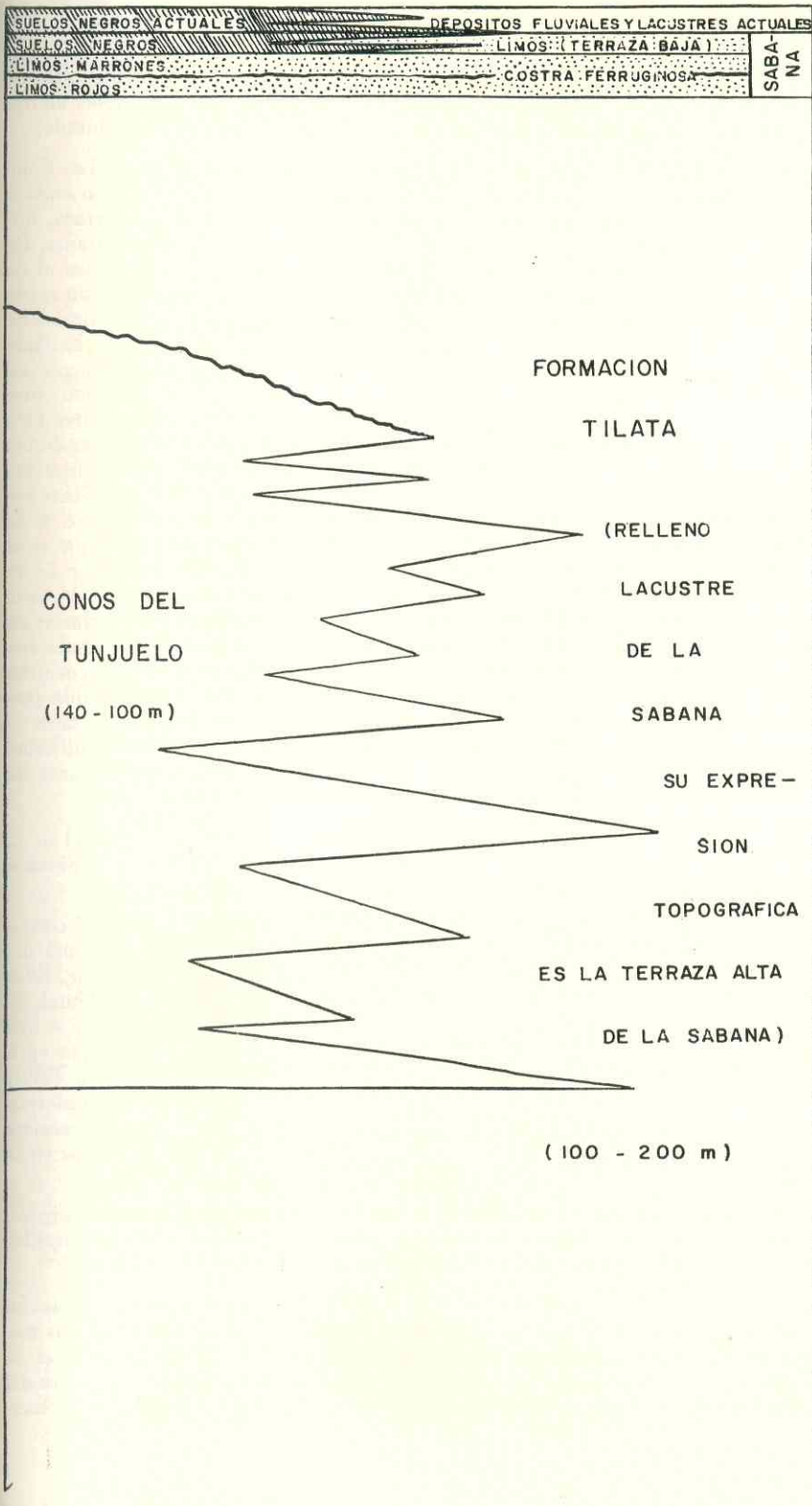


Fig. 3. — Cuadro estratigráfico de la Sabana de Bogotá según datos de J. de Porta (1961 a) y M. Julivert (1961 a).

poco en el valle del Magdalena. El problema que interesa principalmente discutir es el de las relaciones entre la terraza de Fusagasugá y las morrenas del extremo N del Páramo de Sumapaz (Piedra Parada-Colorado).

Tal como ya se ha indicado, en el Páramo de Piedra Parada-Los Colorados-Chitagá se observa un solo sistema de morrenas, muy bien conservado. En Fusagasugá se encuentra igualmente una sola gran terraza, formada a expensas del área donde se sitúan las morrenas antes citadas. De todos modos no puede pensarse en un solo sistema ni de morrenas ni de terrazas; además, entre las morrenas y la terraza de Fusagasugá no existe continuidad, sino que se interpone un área sin depósitos cuaternarios de importancia (fig. 4), posiblemente debido a que los valles son bastante estrechos y por tanto debieron ser erosionados total o casi totalmente los restos de terrazas. Los frentes morrénicos descienden como máximo entre los 3500 y 3400 m y la terraza de Fusagasugá empieza a encontrarse bien desarrollada a partir de los 2500 m; entre estas dos cotas el relieve forma un escalón bastante abrupto que los ríos atraviesan por valles bastante estrechos. Unas observaciones rápidas hechas sobre fotografías aéreas parecen indicar que el estudio de la región situada más al S, es decir, de la región del Páramo de Sumapaz y la cabecera del río Sumapaz, que es el río más importante que llega al área de Fusagasugá, permitiría ver de un modo más directo las relaciones entre la terraza y las morrenas del páramo. La terraza de Fusagasugá puede considerarse una terraza fluvio-glaciar en relación con las glaciaciones de la región de Sumapaz sin que pueda asegurarse con que glaciación se relaciona. Los limos rojos que se encuentran sobre la terraza de Fusagasugá corresponderían a una época cálida posterior. Debe tenerse en cuenta que mientras no se conozcan bien tanto el número de terrazas existentes, como el de glaciaciones que se manifiestan en los páramos, no se dispone de la totalidad de los datos y por tanto las conclusiones tienen necesariamente un carácter provisional.

Un problema aún más difícil es relacionar este complejo con el de la Sabana. Dos son las bases de correlación; los limos rojos y los episodios glaciares.

Los limos rojos y bloques que recubren la terraza de Fusagasugá corresponden en líneas generales al complejo limos rojos-limos marrones del borde de la Sabana, aunque la correlación de detalle no sea posible. Estos limos rojos se hallan muy extendidos por toda la Cordillera Oriental, de modo que constituyen una buena base de correlación. En Santander se han citado limos rojos en toda la Región de Mesas (Julivert 1958) y por encima de la Terraza de Bucaramanga (Julivert 1958, p. 23; Porta 1959). Estos limos ocupan siempre una posición superficial y no se observan prácticamente nunca fosilizados por sedimentos más modernos. Por encima de ellos solo se encuentran los suelos actuales o subactuales, negros en la Sabana, pardos en Santander.

Más difícil es la correlación tomando como base los episodios glaciares, pero esta es la única base posible para la correlación de los sedimentos anteriores a este complejo de limos rojizos.

En el área de la Sabana se ha reconocido por el momento un episodio fluvio-glaciar. El problema es definir las relaciones existentes con las morrenas del Páramo de Piedra Parada-Los Colorados y con la terraza de Fusagasugá. Unas diferencias bastante notables existen entre los conos del Tunjuelo y la terraza de Fusagasugá. De un lado el grado de conser-

mente norredo).

Colo-
onser-
a, for-
as. De
ni de
existe
ios de
istante
te los
entre
e bien
forma
astante
as pa-
de la
e es el
de un
áramo.
ciar en
da ase-
entran
la pos-
anto el
fiestan
to las

de la
isodios

corres-
nes del
e. Estos
ital, de
se han
or enci-
1959).
oservan
encima
s en la

aciare,
mentos

episodio
las mo-
raza de
nos del
conser-

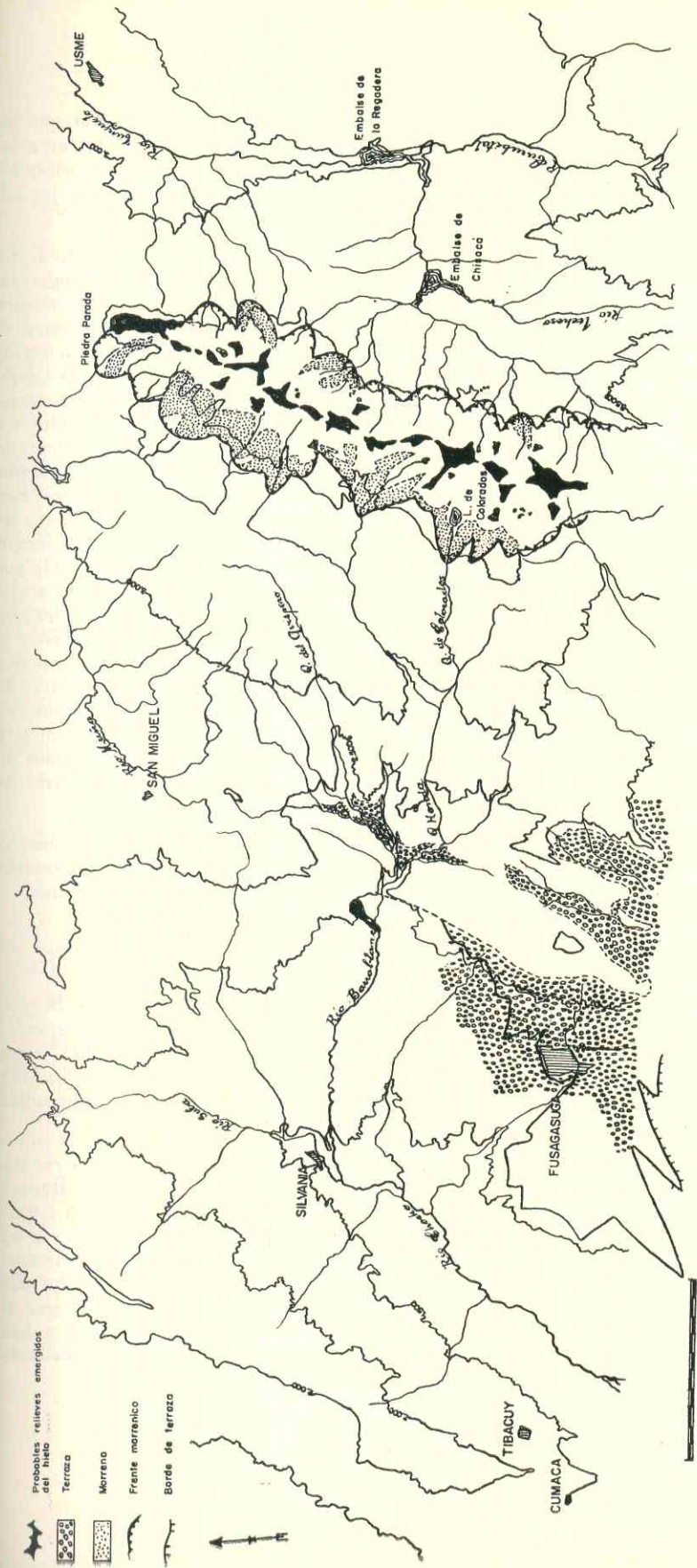


Fig. 4. — Mapa del área glacial del Páramo de Piedra Parada-Los Colorados y de la Terraza de Fusagasugá.

vacación muy inferior de los conos del Tunjuelo, y de otro lado que los conos del Tunjuelo no se observan en relación directa con un área sometida a glaciación debido a que el área glaciaria que pudo suministrar los materiales ha sufrido una erosión intensa, al contrario que el área que alimentó la terraza de Fusagasugá.

Los conos del Tunjuelo proceden principalmente de la vertiente E del Valle del Tunjuelo. En esto hay semejanza con la terraza de Fusagasugá, alimentación adecuada para los conos del Tunjuelo (fig. 5). El cuadro Tunjuelo los glaciares que alimentaban a los conos fluvio-glaciares se observa que estos conos debían establecer sus cabeceras entre los cerros que forman la alineación al S del cerro de Guadalupe, al E de la Carretera a Cáqueza, línea de cerros sumamente estrecha y donde por sus características topográficas actuales no podían situarse glaciares. Es notable sin embargo que entre estos cerros se sitúan amplios collados, algunos de ellos con un perfil bastante marcado en U; detrás de esta línea de cerros se encuentra una zona deprimida donde se instala la cabecera del río San Cristóbal; es decir, que no se reconoce en la topografía actual un área de alimentación adecuada para los conos del Tunjuelo (fig. 5). El cuadro a imaginar en relación con la formación de estos conos es la existencia por detrás de la línea de cerros citada, de una zona elevada sometida a glaciación con las lenguas glaciares descargando por los amplios collados que separan los cerros y con sus frentes poco al W de la línea de cerros; a partir de estos frentes glaciares se extenderían los conos. La existencia de la cabecera de un valle, es decir de una forma deprimida por detrás de la línea de cerros al S de Guadalupe, implica una erosión importante, es decir la destrucción de la topografía antes descrita; este hecho contrasta con el grado de conservación de las formas glaciares de los Páramos de Piedra Parada-Los Colorados y de Sumapaz y habla por tanto a favor de una edad relativamente antigua para los conos del Tunjuelo.

El problema queda pues planteado. Con la discusión que antecede no se ha querido otra cosa sino hacer un planteamiento y señalar un posible camino a seguir en futuros estudios sobre el cuaternario de esta área.

DESCRIPCION DE LAS ESTRUCTURAS

La región estudiada con detalle es el límite S de la Sabana de Bogotá, no obstante es necesario encuadrar esta región en un área más grande; por ello, aunque la descripción de detalle se limitará al área meridional de la Sabana, se incluye un mapa tectónico general (Im.f.t.) y se incluirá también una descripción, aunque más somera de toda el área comprendida en dicho mapa tectónico.

En la elaboración de este mapa tectónico han sido tenidos en cuenta, principalmente además de observaciones personales, los mapas de Hubach (1957 a); Ujueta (1961) y De La Espriella y Villegas (1960). La estructura de la Serranía entre Tabio y Chía ha sido trazada de acuerdo con un estudio anterior (Julivert 1962 b). El anticlinal de Tabio y el anticlinal de Usaquén al N de Usaquén no han sido estudiados, su trazado ha sido hecho de acuerdo con Hubach (1957 a). Por lo que respecta al área al E del Anticlinal de Bogotá, entre La Calera y el río San Cristóbal, se han utilizado los trabajos de Ujueta y De La Espriella y se han realizado además observaciones en el campo.

de los
ca so-
ar los
te ali-

E del
asugá,
quadro
res se
cerros
Carre-
carac-
le sin
ios de
cerros
ío San
rea de
quadro
ia por
a gla-
os que
ros; a
stencia
trás de
nte, es
ntrasta
nos de
vor de

ede no
posible
rea.

Bogotá,
grande;
dional
incluirá
rendida

cuenta,
Hubach
estruc-
con un
atielinal
ha sido
área al
se han
realizado

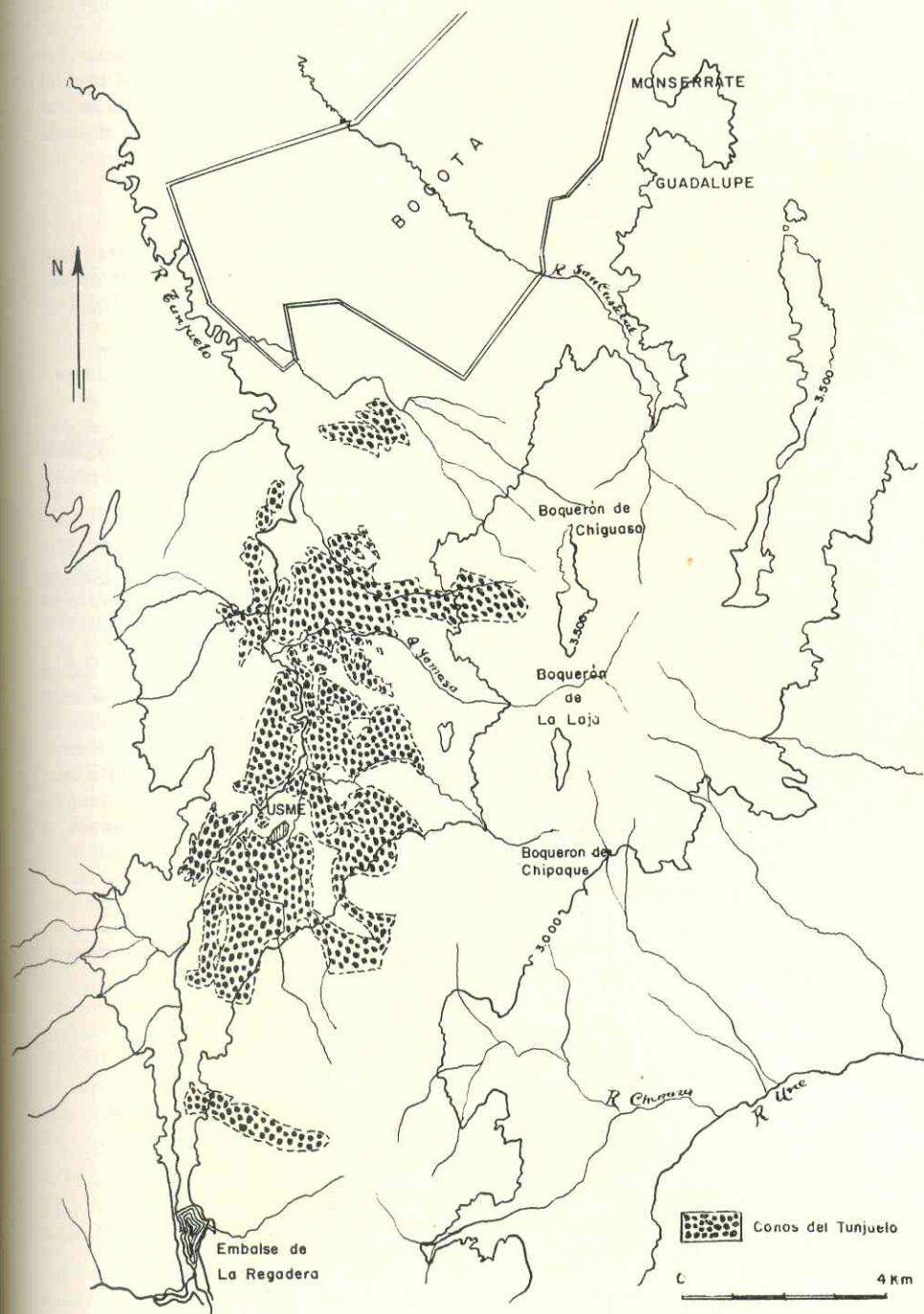


Fig. 5. — Mapa de los Conos del Tunjuelo.

En la estructura de la región meridional de la Sabana destacan dos grandes sinclinales, el sinclinal de Fusagasugá y el sinclinal de Usme, el primero fuera ya del área de la Sabana. Entre estos dos sinclinales se dispone un área con una estructura mucho más apretada. El estudio de toda esta región meridional va a hacerse de W a E.

Las estructuras al W del Sinclinal de Fusagasugá

De la región al W del Sinclinal de Fusagasugá se ha estudiado tan solo el corte a lo largo de la carretera, por El Boquerón, este corte tiene interés porque permite conocer las estructuras que encuadran el amplio sinclinal de Fusagasugá (fig. 6).

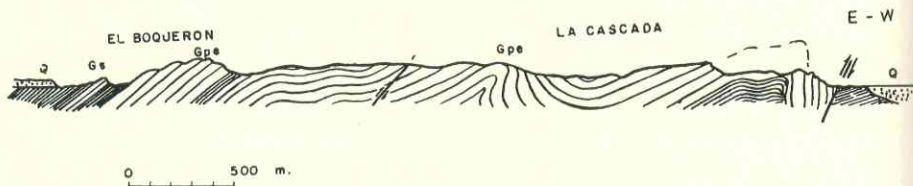


Fig. 6. — Corte a lo largo del río Fusagasugá, al W del Boquerón. Q, Cuaternario (terraza); Gs, formación Guaduas (maastrichtiense-Paleoceno); Gpe, formación Guadalupe; Q, cuaternario (terraza).

En este corte se observa un sector oriental que no es más que el flanco W del Sinclinal de Fusagasugá; este flanco va suavizando su buzamiento hacia el W hasta llegarse a un anticlinal asimétrico, con el flanco W abrupto, con buzamiento de 70-75°. La estructura siguiente es un sinclinal amplio, asimétrico, debido al carácter abrupto del flanco W del anticlinal antes descrito; este sinclinal se observa perfectamente en La Cascada. Al sinclinal de La Cascada sigue otro anticlinal; similar al anterior en el sentido de que es también un anticlinal asimétrico pero esta asimetría va acompañada además por una falla importante. Al W de esta falla no se han proseguido las investigaciones. Más al W se encuentra otro sinclinal muy amplio, el sinclinal de Carmen de Apicalá (Raasveld, 1956). El corte descrito pone pues de manifiesto unas estructuras de carácter asimétrico, vergentes hacia el W.

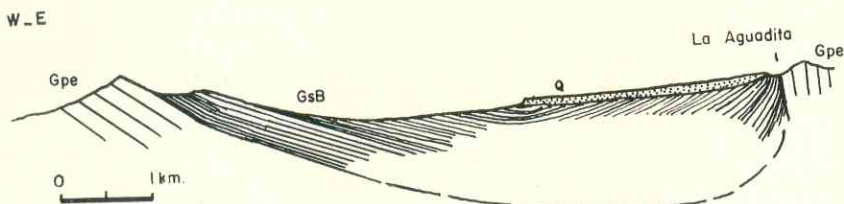


Fig. 7. — Corte del Sinclinal de Fusagasugá; GsB, formaciones Guaduas y Bogotá; Gpe, formación Guadalupe; Q, cuaternario (Terraза).

El Sinclinal de Fusagasugá

Es una estructura muy amplia, cuyo eje se orienta aproximadamente N-S. Las areniscas de la formación Guadalupe forman dos crestones pro-

nunciados en sus flancos, crestones que cierran un valle amplio; hacia el N, en Granada se dibuja una terminación periclinal muy clara. El sinclinal es marcadamente asimétrico (fig. 7); mientras su flanco W es normal y tiene buzamientos que oscilan entre 45° y 20°, su flanco E es inverso en casi toda su longitud y donde no es inverso (La Aguadita), es vertical. Como consecuencia de esta asimetría el trazado del eje del sinclinal pasa más cerca del flanco E que del flanco W.

El anticlinal de San Miguel

Contrastando fuertemente con el sinclinal de Fusagasugá, el anticlinal de San Miguel es una estructura sumamente apretada. Su flanco W, que es a su vez el flanco E del sinclinal de Fusagasugá es inverso, con excepción del sector de La Aguadita, donde es vertical. El flanco E es en cambio normal, los buzamientos en este flanco oscilan entre 35° y 75°, aunque por lo general se mantienen del orden de los 35° y 45°. Este anticlinal es pues también asimétrico, el flanco E es mucho menos abrupto y por consiguiente más ancho. Paralelamente a este hecho, ambos flancos tienen estructuras secundarias distintas.

El flanco occidental es de trazado muy rectilíneo y de características muy constantes; se mantiene en posición inversa a lo largo de casi todo su trazado, tan solo en la región de La Aguadita se encuentra vertical; hacia el N mantiene su posición inversa incluso después de iniciarse la curvatura de su terminación periclinal. Ya en un trabajo anterior (Julivert 1961 c) se indicó cómo los fenómenos de inversión son un rasgo típico de las estructuras de la región de la Sabana y además cómo existen dos tipos de inversiones; inversiones locales, localizadas principalmente en el nivel de plañers mientras los niveles de areniscas inferiores (miembro del Raizal) permanecen en posición normal, e inversiones totales, de todo el flanco, por lo menos por lo que a la formación Guadalupe se refiere. El primer tipo de inversiones se localiza en flancos abruptos, pero en sus líneas generales de posición normal, son estructuras típicas de colapso, por acción gravitatoria; el segundo tipo es una inversión a mucha mayor escala. La inversión del flanco W del anticlinal de San Miguel es del segundo de estos tipos; por consiguiente en él, las inversiones de la primera clase son raras y se encuentran localizadas en los puntos en que la inversión total es menos neta; tal ocurre en el páramo al SSW de San Miguel, donde en la bóveda anticlinal se han conservado las areniscas del Guadalupe. En este sector, el hecho de la conservación de la bóveda implica la posición normal, por lo menos en parte de este flanco y ello permite el reconocimiento de estructuras por colapso a pequeña escala (fig. 8) por despegue de determinados niveles, que colapsan y toman posición inversa en relación con niveles más bajos que permanecen normales.

La bóveda del anticlinal de San Miguel ha sido erosionada en casi toda la longitud, hecho frecuente en los anticlinales estrechos y alargados de la Sabana; solo al SSW de San Miguel se conserva en un estrecho sector pues más al S vuelve a estar erosionada (ver mapa tectónico f.t.).

El flanco oriental ya se ha indicado que es mucho más suave y que tiene posición constantemente normal. Por consiguiente se trata de un flanco más ancho, y afectado por fallas y algún pliegue secundario; donde más desarrolladas se hallan estas estructuras es hacia el N. En la zona del

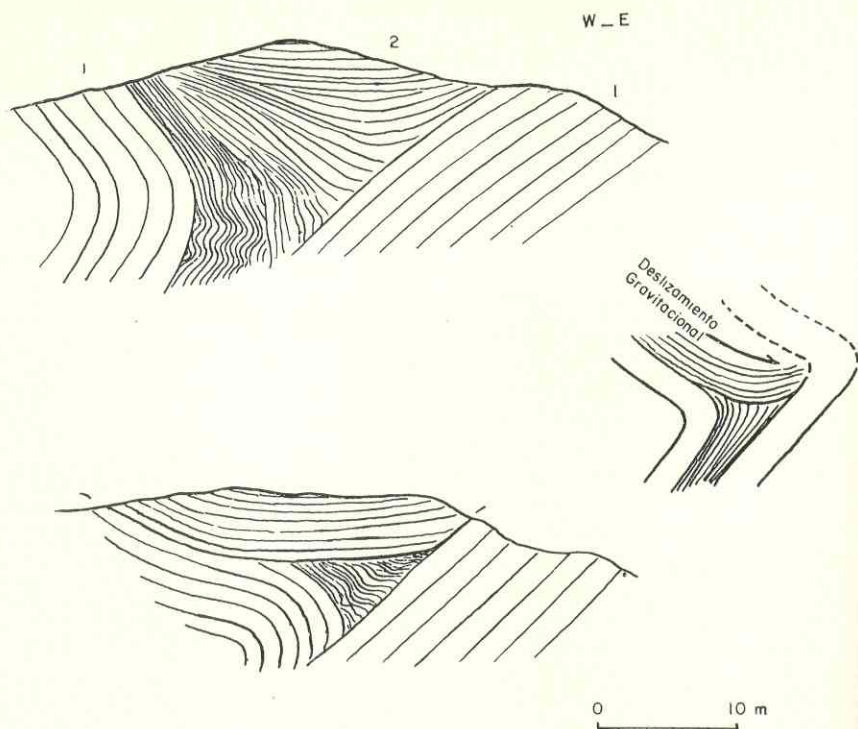


Fig. 8. — Estructuras colapsadas por gravedad en el flanco W del anticlinal de San Miguel (=flanco E del Sinclinal de Fusagasugá, en la Carretera de San Miguel a Fusagasugá; 1. Areniscas de capas gruesas; 2. Lutitas, capas silíceas y areniscas finamente estratificadas.

Llano de Sabaneta (hoja 1, mapa 1:25.000, f.t.) se encuentra un ligero sinclinal que desaparece tanto más al S como más al N, cortado por una falla de dirección NNW-SSE.

Otra estructura secundaria que afecta también a este flanco es la falla que acaba de citarse; se trata de una falla de poco salto, de dirección NNW-SSE, que hunde ligeramente su labio NNE y que hacia el S converge con otra falla, más oriental, y más importante, que lleva una dirección general N10W-S10E. Ambas fallas limitan una pequeña dovela, acuñada hacia el S, en la que se conserva un pequeño afloramiento del Guaduas (Pico de la Guacamaya).

El nuevo accidente que se encuentra más al E, es la segunda falla de la que acaba de hablarse, pero con esta falla puede considerarse que se inicia una nueva unidad tectónica, por lo que será descrita en el siguiente capítulo.

Las estructuras comprendidas entre los anticlinales de San Miguel y de Soacha

Al E del anticlinal de San Miguel se encuentran una serie de estructuras en su mayor parte poco amplias. Estas estructuras pueden agruparse en tres unidades que son: la zona sinclinal del Salto; la región del Char-

W. E

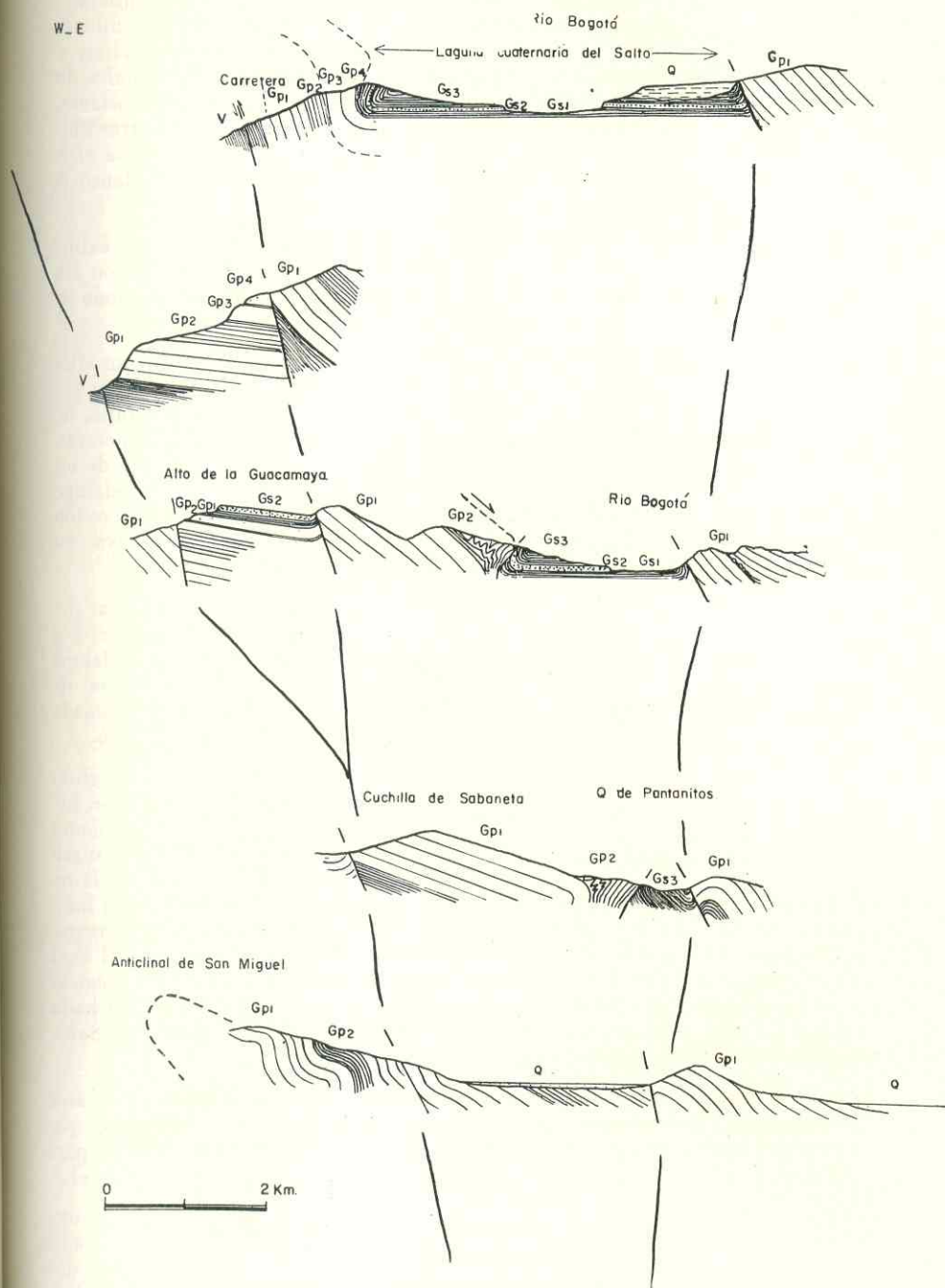


Fig. 9. — Cortes de la región del Salto del Tequendama; puede observarse su aspecto, más de dovela hundida que de sinclinal; así como la evolución de la estructura hacia el S. Q, cuaternario; Gs3, formación Guaduas, por encima de la arenisca Guía; Gs2 Arenisca Guía Gs1, formación Guaduas por debajo de la arenisca Guía; Gp4, Arenisca Tierna; Gp3, Arenisca de Labor; Gp2, Nivel de Plaeners; Gp1, Miembro del Raizal; V. Villeta.

al de San
el a Fusa-
finamente

en ligero
por una

la falla
dirección
el S con-
una di-
dovela,
ento del

falla de
e que se
siguiente

estructu-
gruparse
del Char-

quito-Cuchilla de Tequendama, formada por un sinclinal y dos anticlinales, uno al E y otro al W del sinclinal citado y el sinclinal de Sibaté. Este último es una estructura mucho más amplia que las anteriores, y por este carácter puede compararse en cierto modo a los sinclinales de Fusagasugá y de Usme, aunque sin alcanzar sus dimensiones. No obstante, a pesar de este rasgo que diferencia el sinclinal de Sibaté de las otras unidades antes citadas, se trata de unidades relacionadas ya que hacia el S convergen y se confunden no solo entre sí, sino también con el flanco E del anticlinal de San Miguel.

La región del Salto del Tequendama.—Aunque más arriba se ha calificado a esta región de sinclinal, esta calificación no encaja bien con las características estructurales de la región del Salto que en cierto modo se asemeja más bien a una dovela hundida.

En el área propiamente del Salto del Tequendama se encuentra un afloramiento bastante amplio de Guaduas. Este Guaduas se encuentra en posición horizontal; su límite E es una falla, el límite N es otra falla, de menor importancia, transversal a la alineación general de las estructuras. En cuanto al límite W se forma por brusca verticalización (fig. 9) de los estratos lo que da lugar al afloramiento de las areniscas del Guadalupe que forman el crestón que limita la zona del Salto por el W; este crestón está fallado al W con la pequeña dovela del Pico de la Guacamaya con un pequeño retazo de Guaduas y que ha sido descrita ya.

Hacia el S la estructura se simplifica; la prolongación meridional del área del Salto es una franja que se estrecha progresivamente hacia el S y cuya estructura es simplemente un monoclinado formado por el Guadalupe y limitado por dos fallas, la oriental de dirección N-S y la occidental de dirección N10W-S10E; ésta última falla es el accidente que ha sido tomado como límite entre el anticlinal de San Miguel y la región del Salto.

Hacia el N, esta estructura simple se ve complicada por la verticalización del Guadalupe y la brusca inflexión que da lugar a la posición horizontal del Guaduas del Salto del Tequendama. El paso de la estructura monoclinada meridional a la de la región del Salto no se efectúa por suavización progresiva hacia el S de la inflexión brusca del borde W de la región del Salto sino por acunamiento hacia el S del área con estratos horizontales del Salto del Tequendama. En efecto, tal como puede observarse en el mapa (mapa 1:25.000 f.t.; hoja 1) la falla que limita por el E el área del Salto y la inflexión brusca que forma al W el límite del Guaduas convergen hacia el S. Este hecho es paralelo con el ensanchamiento hacia el S de la franja formada por el Guadalupe, al W del área del Salto hasta llegar a formar la amplia Cuchilla de Sabaneta.

Finalmente cabe señalar que el carácter abrupto del límite W del área del Salto del Tequendama da lugar a la formación de estructuras por colapso, especialmente en el nivel de planers como es norma general por el área de La Sabana de Bogotá. Estas estructuras desaparecen hacia el S.

Así pues, en resumen, al E del anticlinal de San Miguel se desarrolla una nueva unidad limitada entre dos fallas, ambas con el labio E elevado. En esta unidad pueden distinguirse dos regiones con características distintas. La meridional con estructura monoclinada y la septentrional formada al E por una amplia área con los estratos horizontales y al W por una cuchilla resultante de la brusca verticalización de las capas. Acompaña

anticlina-
Sibaté.
iores, y
ales de
obstante,
ras unific
cia el S
lanco E

na califi-
con las
modo se

un aflo-
a en po-
falla, de
ructuras.
)) de los
uadalupe
e crestón
naya con

ional del
ia el S y
uadalupe
dental de
o tomado
Salto.

verticaliza-
sición ho-
estructura
por suavi-
de la re-
atos hori-
observarse
por el E el
l Guadas
ento hacia
del Salto,

V del área
cturas por
neral para
hacia el S.

arrolla una
E elevado.
ísticas dis-
nal forma-
W por una
compañan-

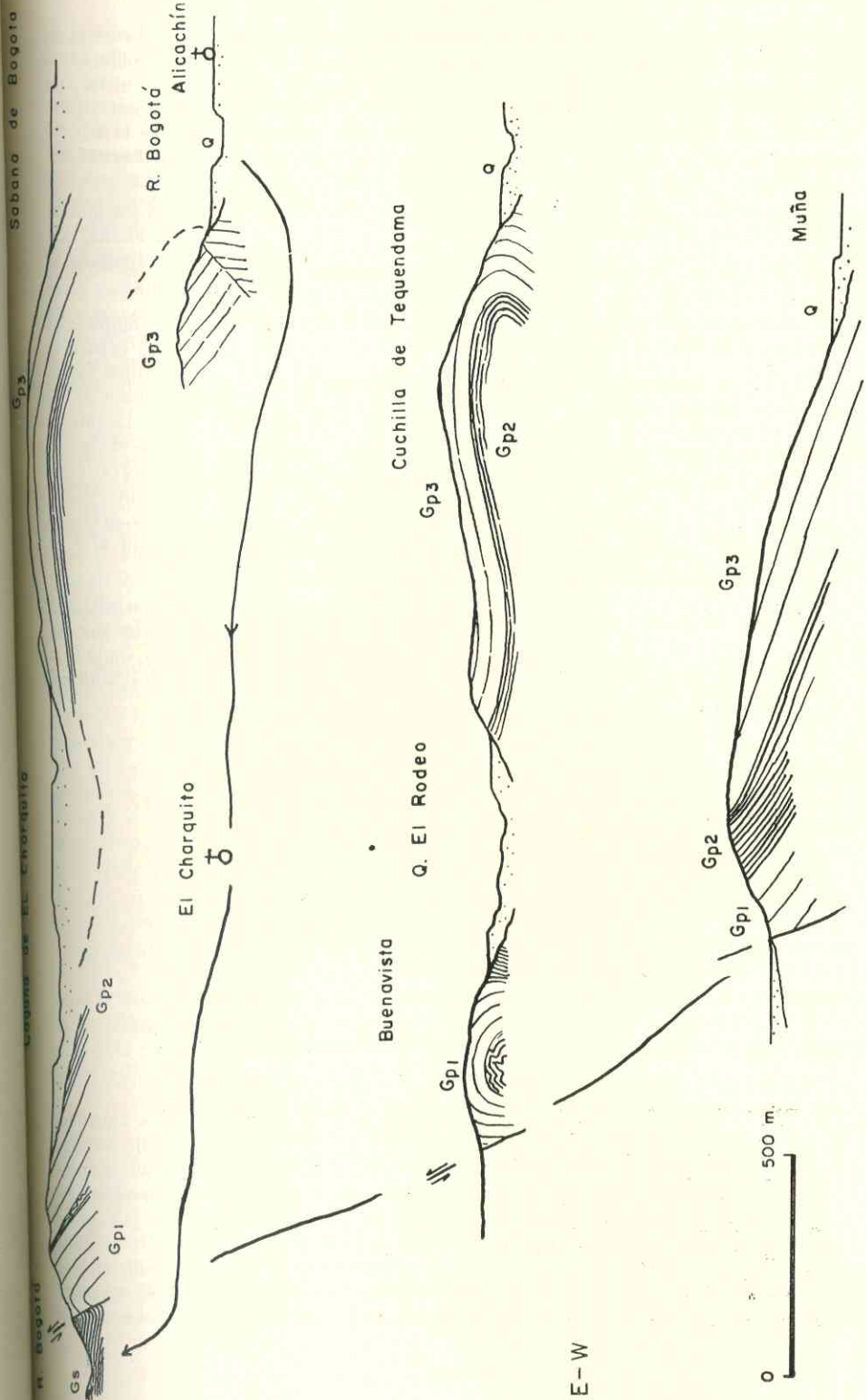


Fig. 10. — Cortes de la región del Charquito — Cuchilla de Tequendama. Parte superior corte según el río Bogotá. Parte inferior; corte al W de La Unión. Las estructuras de la región del río Bogotá desaparecen hacia el S; Q, cuaternario; Gs, formación Guaduas; Gp3, Arenisca de Labor; Gp2, Nivel de Plaeners; Gp1, Miembro del Raizal.

do a esta estructura se encuentran inversiones por gravedad hacia el E. La parte con estratos horizontales, que queda bien representada en el mapa por estar ocupada por el Guaduas, y que constituye la cuenca con carbones del Salto del Tequendama, desaparece hacia el S por acunamiento. Todas las características descritas dan a esta área con Guaduas el aspecto de una dovela hundida. Esta área hundida es la que ocupó la Laguna del Salto en la actualidad completamente disecada (Julivert 1961 a).

La región del Charquito y la Cuchilla del Tequendama.—Esta unidad forma otra franja estrecha, limitada al W por una falla, ya citada, que forma el límite con la unidad del Salto del Tequendama y limitada al E por la Sabana de Bogotá en su sector del embalse del Muña.

Al igual que para la unidad anterior la estructura es más compleja al N que al S. Un corte según el río Bogotá pone de manifiesto la existencia de W a E de un anticlinal, con el flanco W fallado, este anticlinal forma la cuchilla que da lugar al estrecho del río Bogotá aguas abajo de El Charquito. Un sinclinal en El Charquito, en el cual se instaló la antigua laguna del Charquito (Julivert 1961 a) y un nuevo anticlinal en la Cuchilla del Tequendama. Este anticlinal es la estructura que cierra la Sabana por el W en la región del Muña. Todas estas estructuras son suaves; la única complicación de detalle corre a cargo de colapsos por gravedad que se encuentran principalmente sobre la Sabana, en el sector al S de Alicachín, aunque sin alcanzar gran desarrollo.

Hacia el S estas estructuras desaparecen de modo que la cuchilla que limita la Sabana al W de Sibaté no presenta estructura alguna sino un buzamiento constante al E comprendido entre 20° y 35° . Esta simplificación hacia el S es un rasgo común con la unidad anterior, del Salto del Tequendama.

E-W

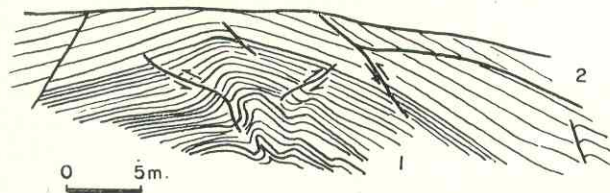


Fig. 11. — Detalle del núcleo anticlinal disarmónico de Buenavista; 1, capas lutíticas y silíceas finamente estratificadas; 2, areniscas.

El sinclinal de Sibaté.—Esta estructura se diferencia de las anteriores por su mayor amplitud, hacia el S su eje se eleva y dibuja una terminación periclinal. Este sinclinal es claro en la región de Sibaté, que es donde dibuja su terminación periclinal pero hacia el N queda enmascarado ya que en su flanco E aparecen buzamientos al NE (región al SW de El Vínculo). Entre esta zona y la zona más meridional, con buzamientos hacia el NW existe una falla de dirección NW-SE. No obstante, aunque al N de dicha falla no parece observarse estructura sinclinal alguna, no puede pensarse que el sinclinal haya desaparecido completamente. Es más, e

el sector recubierto por el cuaternario es probable que exista una estructura sinclinal ya que de no existir estructura alguna la Arenisca de Labor no podría formar la Cuchilla del Tequedama, sino que quedaría por encima de ella.

El límite E del sinclinal de Sibaté es el anticlinal de Soacha. Entre ambas estructuras se interpone una falla que se describirá al tratar del anticlinal de Soacha pues está más estrechamente relacionada con él que con el sinclinal de Sibaté.

Evolución meridional de estas estructuras.—La evolución de las estructuras antes descritas hacia el S tiene unas características notables. Ya se ha visto como cada una de las unidades antes descritas, considerada individualmente sufre una simplificación hacia el S hasta convertirse en un simple monoclin. De este modo la estructura de pliegues y fallas longitudinales que caracteriza la región entre Alicachín y Granada pasa hacia el S a un conjunto buzando uniformemente al E, roto por dos fallas que dan lugar a repeticiones en el Guadalupe. Esta estructura es la que se presenta según un corte E-W pasando por Sibaté. El conjunto monoclin, roto por fallas y buzando uniformemente al E se confunde hacia el W con el flanco oriental del anticlinal de San Miguel y hacia el E con el flanco occidental del Sinclinal de Sibaté. De este modo las zonas plegadas del Salto y el Charquito-Cuchilla del Tequedama se han convertido hacia el S en un flanco de buzamiento poco pronunciado (20° a 35° por lo general) roto por alguna falla, flanco que enlaza el anticlinal de San Miguel con el sinclinal de Sibaté.

La simplificación estructural se prosigue aún más al S ya que el sinclinal de Sibaté desaparece, pues su flanco E es cortado oblicuamente por la falla que forma su límite oriental. Además, las dos fallas que hacia el N separaban el anticlinal de San Miguel del área del Salto del Tequedama y el área del Salto de la del Charquito, pierden salto y desaparecen. De este modo, al S de la carretera de Sibaté a San Miguel, la única estructura existente es el flanco E del anticlinal de San Miguel, que además se suaviza progresivamente hacia el S, de modo que el E de La Aguadita es casi horizontal.

Así pues, el flanco E del anticlinal de San Miguel, las estructuras de la región del Salto del Tequedama, de la región de El Charquito-Cuchilla del Tequedama, y en cierto modo aún el sinclinal de Sibaté o por lo menos su flanco W, pueden considerarse como estructuras relacionadas entre sí. Estas estructuras representan el gran flanco que va desde el eje del anticlinal de San Miguel hasta el eje del sinclinal de Sibaté, o mejor aún, dado el carácter suave de este sinclinal, hasta la falla que forma su límite oriental.

Estructuras de la región del río Soacha

La región del río Soacha tiene una estructura muy particular, hasta el punto que presenta posiblemente las estructuras más interesantes de toda la región de La Sabana. En ellas se observan de W a E, un anticlinal, el anticlinal de Soacha, un sinclinal, el sinclinal del río Soacha y un nuevo anticlinal, el anticlinal de Chebá. Todas estas estructuras son muy apretadas y sobre el mapa tienen un trazado largo y estrecho, además todos sus flancos están fallados. Finalmente una última característica es que

para las tres estructuras es un rasgo general la existencia de importantes fenómenos de inversión.

El anticlinal de Soacha.—Este anticlinal es una estructura estrecha y alargada, orientada en líneas generales N-S, si bien con algunas inflexiones. En su sector septentrional tiene dirección N10W a S10E; más al S este anticlinal sufre una ligera inflexión y toma dirección, primero N-S, y luego N10E-S10W, hasta la quebrada Hato Viejo. A partir del punto en que el anticlinal cruza la quebrada toma nuevamente dirección N10W-S10E, hasta que desaparece por convergencia con una falla de dirección NNE-SSW.

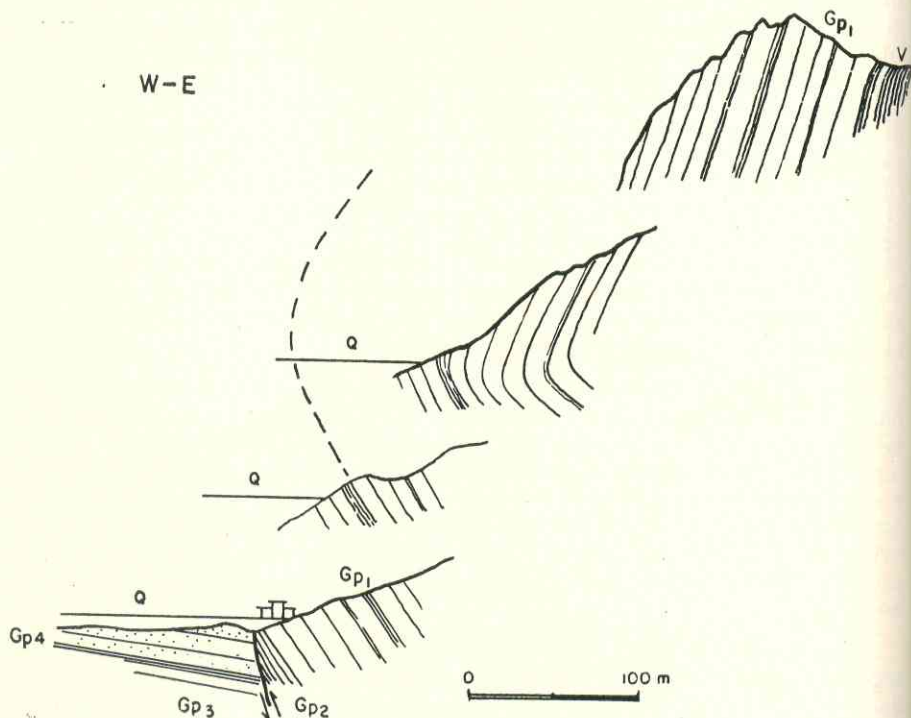


Fig. 12. — Detalle de algunas estructuras por gravedad en el extremo N del flanco W del anticlinal de Soacha, en El Vínculo. Q, cuaternario; Gp4, Arenisca Tierna; Gp3, Arenisca de Labor; Gp2, Nivel de Plaeners; Gp1, Miembro del Raizal; V, formación Villeta.

El anticlinal de Soacha presenta en gran parte de su longitud la bóveda erosionada de modo que en su núcleo aflora el Villeta (ver mapa 1:25.000), otra característica es que presenta un cabeceo relativamente brusco hacia el N al alcanzar la Sabana de modo que las areniscas del Miembro del Raizal alcanzan a dibujar una terminación periclinal junto a la Sabana, al S de Soacha. Hacia el S, en la región de la quebrada Hato Viejo el anticlinal cabecea hacia el S de modo que el Villeta deja de aflorar. A la vez hacia el S el anticlinal se hace menos marcado; su trazado se sigue con dificultad pasándose a una zona más amplia con varias es-

estructuras no tan marcadas como el anticlinal de Soacha y que van atenuándose hacia el S hasta desaparecer.

Otra característica del anticlinal de Soacha es que existen frecuentes y marcadas inversiones en sus dos flancos. El flanco W es inverso en casi toda su mitad septentrional y el flanco E lo es en casi toda su longitud, tan solo al S de la quebrada Hato Viejo el flanco es normal, al N de esta quebrada se invierte bruscamente situándose a lo largo de la quebrada una falla de rumbo (strike-slip fault) que separa los dos sectores normal e inverso. Desde este punto hacia el N el flanco es constantemente inverso, aunque en algunos puntos, como por ejemplo donde la bóveda se ha conservado, la inversión del flanco no es total, sino que se limita a sus niveles más superiores. En estos casos las estructuras demuestran claramente el papel de la gravedad (fig. 13). Esto pone también de manifiesto como se verá más adelante, el papel de la presencia o ausencia de

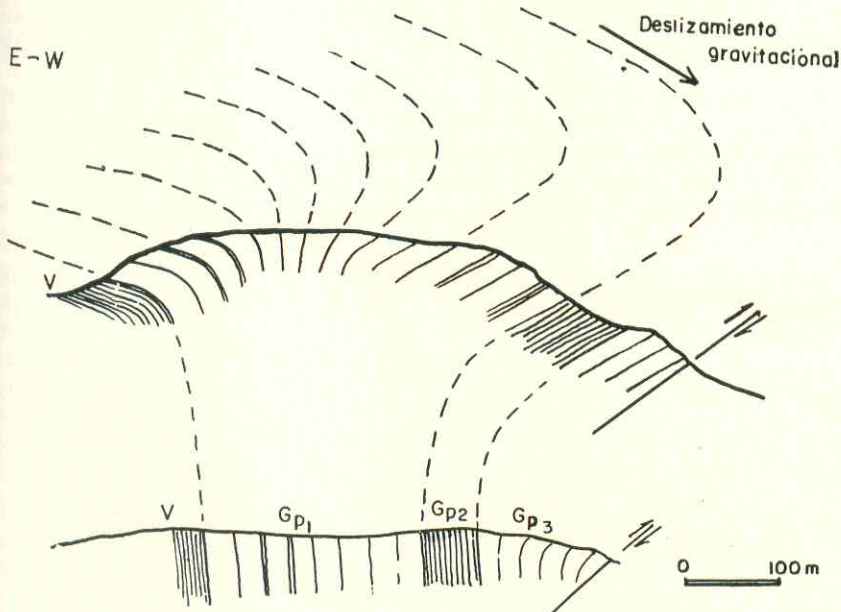


Fig. 13. — Detalle de las estructuras por gravedad en el flanco E del anticlinal del Soacha, al E de San Jorge; Gp3, Arenisca de Labor; Gp2, Nivel de Plaeners; Gp1, Miembro del Raizal; V, formación Villeta.

bóveda formada por las areniscas del Guadalupe, en la evolución de los flancos. En todos los puntos donde las inversiones de los flancos son más marcadas el Guadalupe ha sido erosionado en la bóveda anticlinal, en la que aflora por consiguiente el Villeta.

Otro rasgo interesante hay que señalar en relación con el anticlinal de Soacha, rasgo que puede relacionarse con la doble inversión de sus flancos; en ambos flancos del anticlinal la sucesión estratigráfica es incompleta. Por lo que respecta a su flanco E el contacto se realiza hacia el N, entre niveles bastantes altos del Guadalupe (¿Arenisca Lajosa?) y la Arenisca de Labor; faltan por tanto unos cientos de metros de sucesión. Tan solo en

el extremo S, al S de la Quebrada Hato Viejo aparece la Arenisca Guía y la parte basal del Guaduas, y un poco antes, la Arenisca Tierna del Guadalupe. Este hecho coincide con la normalización del flanco al S de la Quebrada Hato Viejo. Ya se ha discutido en diversas ocasiones esta desaparición de niveles (Julivert 1961 c, 1963) y se ha visto como la desaparición de niveles en el contacto Guaduas-Guadalupe y la existencia de flancos inversos son dos hechos que se presentan siempre juntos. Su significado se discutirá con detalle más adelante, basta decir por el momento que puede aceptarse en este caso la existencia de una larga falla recorriendo todo el flanco E del anticlinal de Soacha en el límite Guadalupe Guaduas. En el flanco occidental hay también desaparición de niveles pero sin que ello alcance las proporciones del flanco oriental. El miembro del Raizal, en posición en gran parte inversa, que forma el flanco W del anticlinal de Soacha está en contacto con la Arenisca Tierna, y donde la erosión ha excavado más profundamente, con la Arenisca de Labor, de la región del Muña (Sinclinal del Muña); falta constantemente el Nivel de Plaeners y en grandes sectores también la Arenisca de Labor. No obstante aunque por la desaparición de niveles los dos flancos sean comparables, hay una diferencia fundamental en la estructura que se presenta al E y al W de las fallas que limitan respectivamente los flancos oriental y occidental. Al E de la falla oriental el Guaduas está en posición inversa, igual que el Guadalupe del flanco E del anticlinal de Soacha, de modo que excepto por el hecho en sí de la falta de niveles, nada más permite asegurar la presencia de la falla. Al W de la falla occidental en cambio, los buzamientos son muy suaves (fig. 12) y la falla se observa claramente.

Resumiendo, el anticlinal de Soacha es una estructura estrecha y alargada, con los dos flancos inversos en casi toda su longitud y limitado por dos fallas paralelas al eje anticlinal. En el extremo septentrional el anticlinal cabecea hacia el N, hacia la Sabana, en el extremo meridional cabecea hacia el S. Hacia el N el anticlinal se pierde en la Sabana, hacia el S desaparece en parte por suavización y en parte por convergencia con una falla. Se observa que las inversiones de los flancos son más fuertes donde la bóveda no ha sido conservada.

El Sinclinal del río Soacha.—En el Valle del río Soacha, al S de Soacha, existe un afloramiento del Guaduas con una estructura muy particular. Considerado en el plano, se observa que este afloramiento se acuña tanto hacia el N como hacia el S. El Valle del río Soacha, al S de la Sabana es un valle relativamente amplio, excavado en el Guaduas y limitado al W por el anticlinal de Soacha y al E por el de Chebá. Ya se ha visto que el contacto entre el Guadalupe del flanco E del anticlinal de Soacha y el Guaduas del Valle de Soacha es una falla. Una falla también, forma el límite entre el Guaduas del Valle del Soacha y el anticlinal de Chebá; así pues, el Valle del Soacha, al S de la Sabana es un afloramiento de Guaduas limitado por dos fallas.

Hacia el N los dos anticlinales, de Soacha y de Chebá, convergen y por tanto las fallas que forman el límite del área ocupada por el Guaduas convergen también. Esta convergencia va cerrando progresivamente el valle, y el afloramiento de Guaduas hacia el N, hasta que las dos fallas se confunden y el Guaduas se acuña.

Hacia el S ocurre igual fenómeno, de modo que el Guaduas desaparece al S de Hungría. Entre el acuñamiento septentrional y el meridional hay

solamente una diferencia y es que mientras hacia el N convergen las dos fallas, hacia el S la falla occidental ha desaparecido al hacerse normal el flanco occidental de modo que una sola de las dos fallas, la oriental es la responsable de la desaparición del Guaduas al cortarlo oblicuamente.

Así pues, hacia el S el sinclinal del Valle del río Soacha, formado por el Guaduas, desaparece en la región de Hungría, algo al S de la Quebrada de Hato Viejo, o sea en la región en que desaparece el anticlinal de Soacha y también como se verá más adelante, donde desaparece igualmente al anticlinal de Chebá.

Lo particular de la estructura del Valle del Soacha, se debe no solo a su trazado en el plano. Si se considera en sección se observa que el Guaduas al oriente del río Soacha buza hacia el E mientras que al occidente del río buza hacia el W. Esto se observa especialmente en la región de la vereda Fusungá. Si se observan los buzamientos en el Guadalupe se advierte una disposición idéntica para la mitad N del Valle del Soacha, de modo que de desconocerse la estratigrafía, podría pensarse en una estructura anticlinal.

Hay que dejar aparte la estructura del Guadalupe. Para el lado W ya se ha indicado que se trata del flanco inverso de un anticlinal, el anticlinal de Soacha; el Guadalupe al E del Valle es el flanco de otro anticlinal, el anticlinal de Chebá, también inverso en su sector septentrional, la estructura de este flanco se estudiará con el anticlinal de Chebá. Considerando pues solo el área ocupada por el Guaduas, se observa la oposición de buzamientos antes señalada que da la impresión de una estructura anticlinal (fig. 15). No obstante la verdadera estructura del Guaduas del Valle del Soacha es muy distinta.

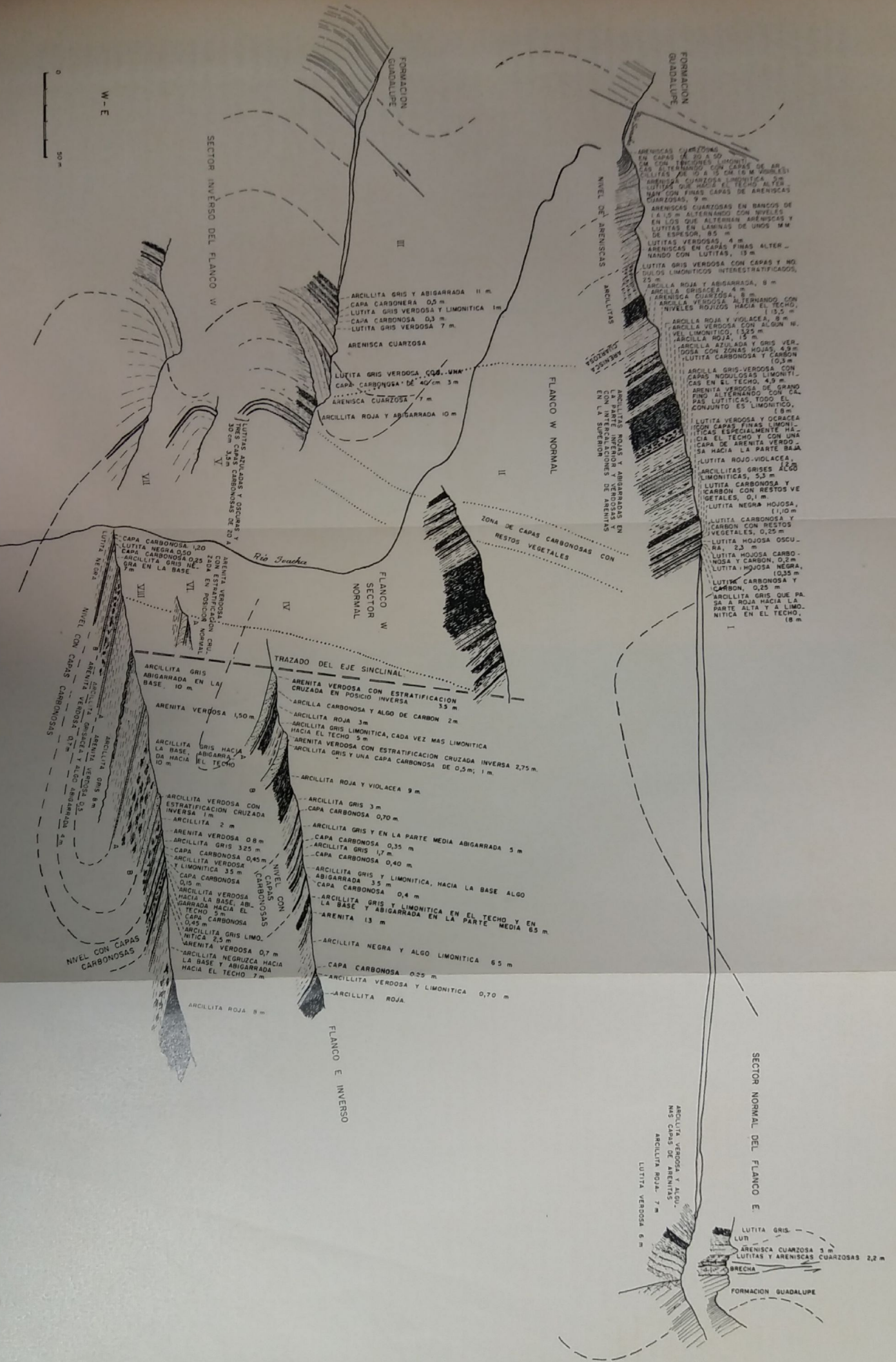
El carácter sinclinal del Valle del Soacha se observa claramente 1 km al S del extremo meridional del afloramiento del Guaduas, si se recorre esta región con cierto detalle. En esta región pueden determinarse bien los dos flancos del sinclinal y a partir de ella se puede por consiguiente seguir la evolución del sinclinal hacia el S. En este sector, el Guaduas aflora bien al E del valle, buzando hacia el E unos 45° - 50° y en ocasiones hasta 80° . En este punto el río Soacha pasa muy cerca de la falla que marca el contacto Guaduas-Guadalupe al W del Valle (fig. 14, corte I). El Guadalupe del flanco E del anticlinal de Soacha está en posición inversa, de modo que sus buzamientos son opuestos a los del Guaduas, que buza hacia el E y está en posición normal. La parte más baja que aflora de la formación Guaduas es una arenisca de tipo en apariencia ortocuarcítico, aunque no se han realizado estudios petrográficos sobre la misma. Esta arenisca se presenta en varios niveles, separados por niveles de lutitas, el espesor total es de unos 45 m aunque su base no aflora. Se trata pues, de una arenisca de cierta importancia; por ello y por su aspecto se ha correlacionado en principio con la Arenisca Lajosa; esta correlación no es desde luego segura; de todos modos la posición estratigráfica exacta del Guaduas del Valle del Soacha no tiene mucha importancia. Sobre esta arenisca se encuentra un nivel de arcillitas; estas arcillitas son verdosas en la base y con una multitud de capas delgadas limoníticas intercaladas y rojas o abigarradas hacia el techo. Sobre estas arcillitas se encuentra un nuevo nivel de areniscas de tipo ortocuarcítico, de 8 m de espesor. A partir de este nivel hacia el techo las arenitas son poco frecuentes y cuando se presentan

se encuentran en capas delgadas, que lateralmente se acuñan en cortas distancias; además se trata de arenitas de colores verdosos, de aspecto muy distinto a las descritas antes; en muchas de ellas se observa que son abundantes los fragmentos de lutitas como componente detrítico. No se ha hecho un estudio petrográfico de estas arenitas, no obstante puede afirmarse que no se trata de ortocuarcitas típicas. Por encima del último nivel de ortocuarcitas se desarrolla una sucesión de arcillitas, rojas en la parte inferior y verdosas en la superior y con algún nivel de arenitas intercaladas del tipo antes descrito. Por encima de este nivel lutítico se encuentra una zona que se caracteriza por presentar varias capas de lutitas carbonosas y carbón, de muy poco espesor pero que se pueden seguir longitudinalmente bastante bien, más al E la sucesión se pierde por un amplio sector debido a la cubierta cuaternaria; tan solo en el borde oriental junto a la falla que forma el contacto Guaduas-Guadalupe por el E, vuelve haber un afloramiento del Guaduas no muy extenso pero que permite trazar la estructura del Valle del Soacha. Este Guaduas es vertical en algunos puntos y en otros buza entre 45° - 35° al W y está formado por areniscas de tipo ortocuarcítico sobre las que se encuentra una sucesión de arcillitas verdosas y rojas. Los buzamientos dibujan pues, un sinclinal y además al E y al W, en contacto con las fallas que forman el límite tectónico del Valle del Soacha aparece el mismo tipo de areniscas, areniscas que no se encuentran en ningún momento en la parte central del Valle. La estructura puede interpretarse pues como un sinclinal que en principio se ha dibujado (fig. 15, corte II) con ambos flancos normales y ligeramente asimétrico, aunque en la parte recubierta por el cuaternario pueden existir complicaciones. No puede precisarse con exactitud con cual de las varias capas de arenisca cuarzosa que afloran al W enlaza la que aflora en el límite E del Valle, pero si puede afirmarse en líneas generales el enlace de ambos conjuntos de ortocuarcitas. Así pues, cerca de su extremo N el Valle del Soacha tiene una estructura sinclinal simple, limitada por dos fallas más allá de las cuales se encuentra la formación Guadalupe que forma al E y W respectivamente los flancos occidental y oriental de los anticlinales de Chebá y Soacha; ambos flancos tienen posición inversa por lo que sus buzamientos son opuestos a los del Guaduas que tiene posición normal y buza hacia el interior del Valle.

Siguiendo hacia el S puede ascenderse aún algo en la sucesión estratigráfica. El río Soacha se desplaza hacia el E y pasa a ocupar una posición central dentro de la franja de Guaduas. En este sector puede verse que por encima del nivel con capas carbonosas con que acababa la sucesión anterior se sitúa otro nivel de lutitas, predominantemente abigarradas en cuya parte alta se encuentran nuevamente dos capas carbonosas (fig. 14, corte II). La continuidad hacia el S de estos niveles, igual que de los niveles más bajos descritos antes puede seguirse bastante bien.

Más al S aparecen lateralmente dos capas de areniscas que se sitúan inmediatamente por encima de cada una de las dos capas carbonosas antes citadas. Además, desplazándose algo hacia el S puede seguirse el corte más al oriente. Más al E de las sucesiones descritas hasta ahora se encuentran dos capas de areniscas (fig. 14, corte IV, A y B), cada una de ellas va acompañada de una delgada capa carbonosa y a continuación una ancha zona lutítica con un nivel de capas carbonosas intercalado. Lo importante en esta sucesión es que las areniscas (A y B) tienen estratificación cruzada.

Fig. 14. — Cortes de detalle a través del sinclinal del río Sorchara, que ponen de manifiesto la verdadera estructura sinclinal del valle del río Sorchara.



da que indica posición inversa. De acuerdo con este dato todo el conjunto representado en el corte IV debe estar invertido; ahora bien, aparentemente, no hay diferencia alguna entre ésta parte en posición inversa y las capas situadas más al W (cortes I y II) que se han considerado en posición normal; esto podría hacer pensar en que todo el Guaduas descrito hasta ahora (cortes I, II y IV) tiene posición inversa. El estudio de las estratificaciones cruzadas en las capas de arenisca pone de manifiesto que ello no es así. En efecto las areniscas en relación con las capas carbonosas de la parte más alta del corte II, tienen estratificaciones en posición normal. Un poco más al S se obtiene un corte más completo (VI y VII, fig. 14). En él se observa como mientras cerca del río, y por tanto de la carretera existen dos capas de arenitas con estratificación cruzada normal, más al E aparecen dos capas, con estratificación cruzada inversa. De este modo puede trazarse el límite entre el Guaduas normal y el Guaduas en posición inversa observándose además que a un lado y otro de dicho límite hay repetición estratigráfica. Así pues, aunque hacia el S, se encuentran afloramientos del Guaduas más orientales que hacia el N, donde el Cuaternario recubre la parte E del Valle del Soacha, no se trata de niveles superiores sino de la repetición tectónica de los mismos niveles que afloran al W del Valle, niveles que al E se encuentran en posición inversa. Por tanto, los cortes I y II representan la sucesión completa del fragmento de Guaduas que aflora en el Valle del Soacha y que provisionalmente se ha considerado ser la Arenisca Lajosa y los niveles inmediatamente superiores.

Las estratificaciones cruzadas en las que se basa esta interpretación son muy claras; las fotos 3 y 4, representan respectivamente una estratificación cruzada normal de la capa de arenisca A en el corte IV y una estratificación cruzada inversa de la capa de arenisca B, en el corte VIII de la figura 14. Además, esta interpretación está de acuerdo con el carácter sinclinal del Guaduas del Valle del Soacha más al N (corte I). Finalmente hay que añadir que a un lado y otro de la línea que separa los flancos normal e inverso, de acuerdo con las estratificaciones cruzadas, hay repetición estratigráfica.

Todos los cortes descritos se sitúan al E del río Soacha. Si se considera ahora la continuación hacia el S de los niveles descritos en el corte I se observa como éstos cruzan el río Soacha a la vez que se van verticalizando y luego se invierten. La capa de arenisca cuarzosa de 8 m, aislada entre arcillitas abigarradas y el nivel con capas carbonosas del corte I son los niveles que se pueden seguir mejor. Al cruzar estos niveles el río se observa cómo se verticalizan e invierten y además el nivel de arenisca sufre una repetición tectónica (corte III). Llama la atención en este punto cómo la capa de arenisca se encuentra mucho más cerca del nivel con capas carbonosas que más al N (corte I) donde la posición del conjunto es normal. Ello se debe a la misma estructura inversa, que es una estructura por colapso debido a gravedad. En efecto el buzamiento de la arenisca es mucho más suave que el de las capas inmediatamente al E; la capa de arenisca ha colapsado recubriendo parte de las arcillitas que se sitúan estratigráficamente entre ella y el nivel con capas carbonosas (fig. 14, corte III). Más al S (corte V y VI) se puede observar el paso de la posición normal a la inversa; la inversión aumenta de E a W y además de abajo arriba; en efecto en los zanjones algo profundos de las quebradas puede observarse cómo las capas inversas verticalizan en profundidad e incluso llegan a colocarse en posición normal (corte V).

Así pues, la estructura del Guaduas del Valle del Soacha, es una estructura sinclinal. El flanco E del Sinclinal tiene casi constantemente posición inversa, la inversión es muy fuerte, hasta el punto de que en amplios sectores el buzamiento de las capas inversas es del orden de los 8°. El trazado en superficie del eje del sinclinal se sitúa próximo a la carretera, generalmente algo al E de la misma, aunque en algunos casos pasa algo al W, oculto bajo el cuaternario del río; esta afirmación es válida para el sector del Valle al N de San Jorge, donde los afloramientos del Guaduas son abundantes. Hacia el extremo N, donde el río tiene una inflexión y se acerca al borde W hasta tocar la falla, el eje sinclinal, que tiene un trazado rectilíneo, se sitúa bastante al E del río y de la carretera que lo sigue paralelamente. El flanco W del Sinclinal tiene en gran parte posición normal. Esto da al sinclinal en parte el aspecto de un pliegue isoclinal vergente al W; los dos flancos normal e inverso tienen buzamientos tan iguales que a no ser por un estudio detallado de la estratigrafía y de las estratificaciones cruzadas ésta estructura difícilmente se habría puesto de manifiesto. No obstante el flanco W no tiene siempre posición normal, sino que en su extremo más occidental se encuentra invertido, con la sola excepción representada en el corte I. Así pues, en ambos flancos hay fenómenos de inversión hacia el centro del valle, aunque éstas son muchísimo más importantes en el flanco E que en el W. Un esquema de la estructura del Valle del Soacha en el sector al N de La Granja es el representado en la fig. 15.

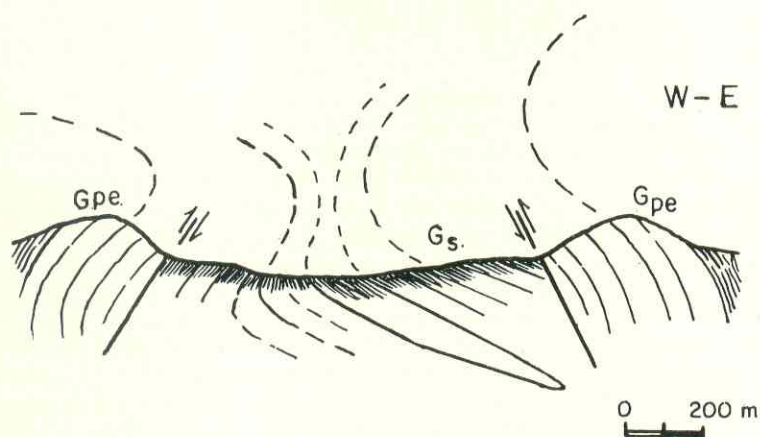


Fig. 15. — Esquema estructural del valle del río Soacha, el corte se refiere al sector al N de la La Granja. Gs, formación Guaduas; Gpe, formación Guadalupe.

Todas estas inversiones deben interpretarse como fenómenos de gravedad; a este respecto las inversiones del flanco W son muy claras. Las inversiones del flanco E deben también interpretarse del mismo modo aún cuando debido a su intensidad no se observen estratos en posiciones intermedias como en el flanco W.

Otro hecho interesante a señalar es que para que pudieran formarse las estructuras antes descritas debió producirse previamente una erosión im-

portante. En efecto, por encima de los niveles del Guaduas que forman el Valle del Soacha se situarían de acuerdo con la sucesión estratigráfica del sinclinal de Usme, un espesor notable de Guaduas, la Arenisca de Cacho, la formación Bogotá, la Arenisca de La Regadera y la formación Usme. Todo lo cual representa un espesor de sedimentos del orden de los 3.000 m. Es evidente que las estructuras del Valle del Soacha no pueden haberse formado de existir sobre ellas 3000 m de sedimentos más, a no ser que se invocara un despegue importante, muy difícil de admitir dada la naturaleza uniformemente arcillosa del Guaduas y el Bogotá. Hay que pensar en cambio en que estas estructuras se formaron en condiciones parecidas a las actuales, no bajo 3000 m de sedimentos. La falta de estos sedimentos en el área del Valle del Soacha, al formarse las estructuras descritas, debe explicarse por erosión, aunque hay que tener en cuenta además, que los 3000 m calculados lo han sido en el sinclinal de Usme y que la sedimentación en las áreas anticlinales, como es en líneas generales toda el área entre el sinclinal de Usme y el de Sibaté, debió ser mucho menor. A esta sedimentación menor hay que añadir desde luego una erosión importante. Ya en un trabajo anterior (Julivert 1961 c) se señaló la importancia de la erosión en las estructuras de la Sabana, sobre este punto se insistirá también más adelante.

Finalmente hay que advertir que el sector en el que han sido obtenidos los cortes representados en la fig. 14 es un sector reducido, de modo que la continuidad lateral de las capas entre un corte y otro puede ser comprobada fácilmente, lo cual da la base de seguridad necesaria a la interpretación que acaba de indicarse. Entre los cortes I y VII de la fig. 14 existe una distancia de 2 Km.

La estructura descrita caracteriza el extremo N del Valle del Soacha, hacia el S ésta estructura se va simplificando. La evolución meridional de la estructura del Valle del Soacha no puede seguirse paso a paso ya que existe un sector del valle, el sector desde San Jorge hasta la Quebrada Hato Viejo, donde el cuaternario y la vegetación enmascaran completamente la estructura. Al S de la quebrada Hato Viejo, en Hungría, la estructura es muchísimo más simple. Al hablar del anticlinal de Soacha se indicó ya como la falla que forma el límite entre esta estructura y el sinclinal del río Soacha desaparece al alcanzar la quebrada. Más al S el flanco del anticlinal de Soacha es normal, en él se encuentra la sucesión completa del Guadalupe, incluyendo la Arenisca Tierna, y por encima, en posición también normal se sitúa el Guaduas en sus niveles más inferiores; así pues, hacia el S se pasa sin límite tectónico alguno del anticlinal de Soacha al sinclinal del río Soacha. A la vez, el sinclinal del río Soacha ha desaparecido como tal, de modo que en Hungría existe solo su flanco W que es a la vez el flanco E del anticlinal de Soacha.

La evolución longitudinal del sinclinal del Valle del Soacha debe hacerse de la siguiente forma:

El máximo desarrollo del sinclinal y la máxima complejidad estructural se encuentran al N de la Granja.

Esta estructura termina hacia el N por acuñamiento al aproximarse y ponerse en contacto las dos fallas y los dos anticlinales que la limitan al E y W.

Hacia el S el eje sinclinal se debe ir aproximando a la falla oriental de modo que el flanco oriental inverso del sinclinal del Valle del Soacha va siendo cortado progresivamente por la falla.

Al ir siendo cortado oblicuamente el flanco E, el sinclinal llega a desaparecer quedando solo el flanco W.

En el flanco W van aflorando hacia el S niveles cada vez más bajos a la vez que la falla occidental pierde salto y en el flanco E del anticlinal de Soacha aparecen niveles cada vez más altos.

Al S de la Quebrada Hato Viejo aparece finalmente la base del Guaduas; la falla occidental ha perdido casi todo su salto y converge con la oriental que conserva perfectamente su salto.

Finalmente algo más al S, la falla oriental corta en bisel los niveles más bajos del Guaduas y este desaparece. La unidad estructural del río Soacha desaparece a su vez.

Es de señalar que la evolución meridional del sinclinal del río Soacha es igual a la que presentan las estructuras de las regiones del Salto y del Charquito y el sinclinal de Sibaté. Hacia el S todas estas estructuras desaparecían y pasaban a fusionarse con el flanco W del anticlinal de San Miguel. El sinclinal del río Soacha hacia el S desaparece también y pasa a confundirse con el flanco W del anticlinal de Soacha.

El anticlinal de Chebá.—Es un anticlinal orientado N20W-S20E en su mitad septentrional y N20E-S20W en su mitad meridional. Se trata de un anticlinal estrecho y alargado, semejante por tanto, en este aspecto, al anticlinal de Soacha. Al igual también que el anticlinal de Soacha son frecuentes las inversiones, especialmente en el flanco W, aunque las hay también en el flanco E. No obstante los fenómenos de inversión son mucho menos importantes que en el anticlinal de Soacha; el flanco W presenta fenómenos de inversión solo en su mitad N con orientación N20E-S20W, y dentro de este sector, solo en su mitad más septentrional la inversión afecta a todo el flanco. Por lo que respecta al flanco E solo hay inversiones en la región al E del cerro de Chebá.

Con respecto a los fenómenos de inversión pueden distinguirse tres sectores en el flanco occidental. Un sector septentrional en el que todo el flanco tiene posición inversa, en este sector a lo largo de todo el contacto Guaduas-Guadalupe falta la Arenisca Tierna (cortes I-IX de la fig 16). Un sector central en el cual los niveles más altos del Guadalupe se mantienen en posición normal mientras que en los más bajos (miembro del Raizal y a veces Nivel de Plaeners) se presentan frecuentemente ligeros fenómenos de inversión; en este sector se encuentra en el contacto Guadalupe-Guaduas una franja de Arenisca Tierna. Finalmente un sector meridional en el cual el flanco W es completamente normal, en este sector la Arenisca Tierna vuelve a faltar.

El límite W del anticlinal de Chebá es una falla, falla a la que ya se hizo alusión al describir el sinclinal de Soacha; esta falla marca el límite Guadalupe-Guaduas. Si se considera nuevamente la evolución del flanco W del anticlinal de Chebá, de N a S y se hace ahora en relación con la falla se ve que en el sector inverso en el contacto Guadalupe-Guaduas la

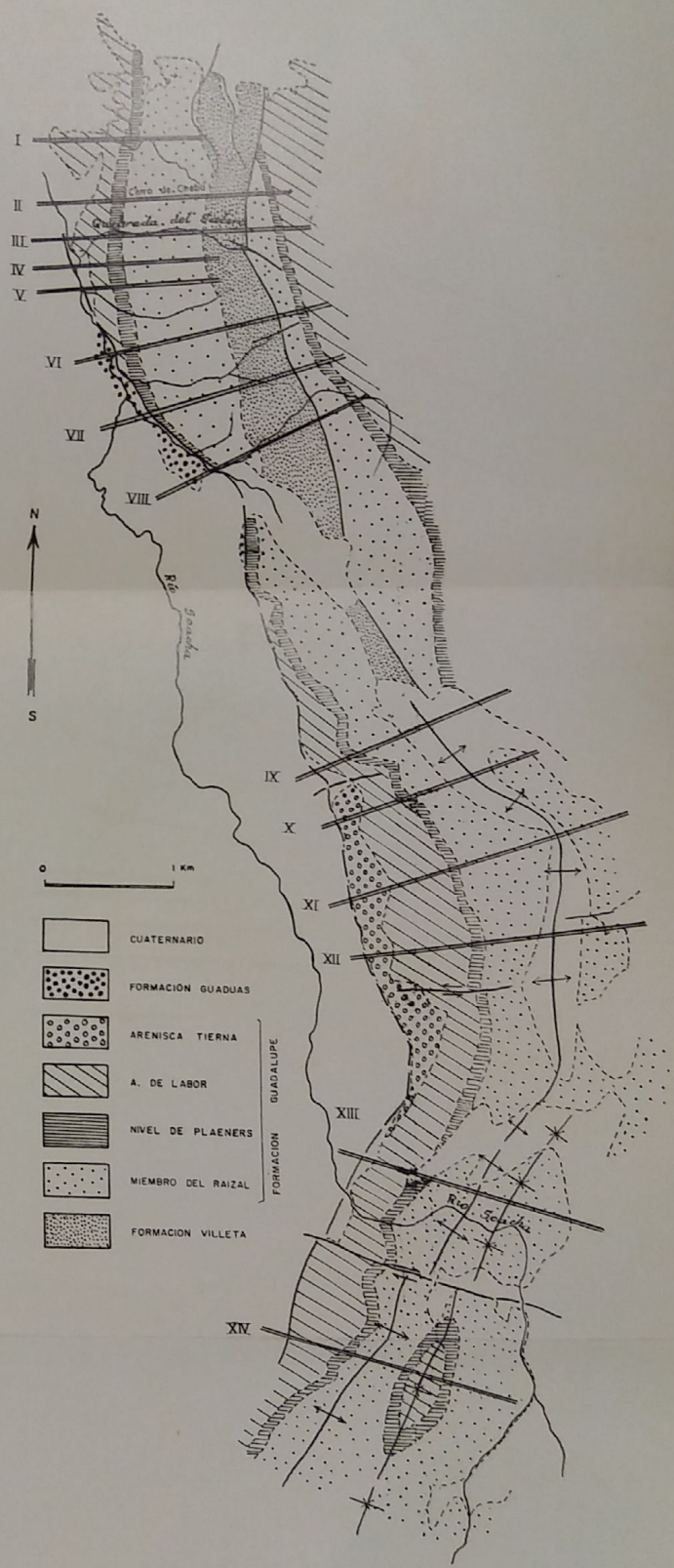
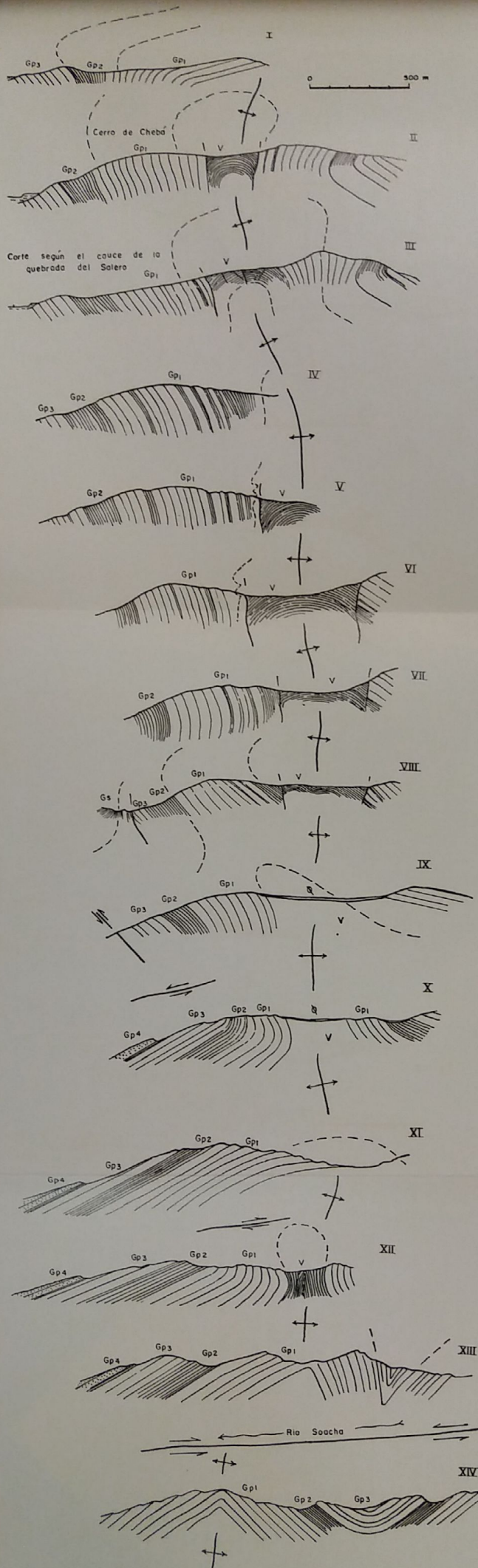


Fig. 16. — Cortes en serie del anticlinal de Chebá, Q, cuaternario; Gs, formación Guaduas; Gp4, Arenisca Tierna; Gp3, Nivel de Plaeners; Gp2, Arenisca de Labor; Gp1, Miembro del Raizal; V, formación Villeta. A la derecha mapa de localización de los cortes.

desaparición de niveles tiene más importancia que en el sector central, en parte normal. No obstante, llama la atención que más al S, cuando el flanco se hace definitivamente normal vuelve a desaparecer la arenisca Tierna. Este hecho está en relación con la evolución de todas estas estructuras más al S ya que la falla conserva hacia el S toda su importancia y se hace cada vez más neta al desaparecer los pliegues que coexisten con ella hacia el N. Sobre este punto se volverá a insistir al tratar de la evolución meridional de todas estas estructuras.

Si se considera ahora el flanco oriental se observa cómo este presenta fenómenos de inversión solamente en un corto sector y estas inversiones son además mucho menos importantes que las del flanco W. Así pues, el anticlinal es casi siempre asimétrico (fig. 16). Tan solo en su extremo S, en el sector donde es cortado por el río Soacha y en su terminación meridional, el anticlinal se hace simétrico; pero en este sector ésta estructura ha perdido ya mucha importancia; la falla que corre paralelamente a su flanco occidental va siendo poco a poco el rasgo estructural más destacado, finalmente el anticlinal desaparece algo al S de la quebrada de Hungría al ir suavizándose progresivamente.

El núcleo del anticlinal de Chebá es también digno de atención. El Villeta aflora en su mitad N; en la parte central el desarrollo de los suelos negros no permite asegurar si el Villeta alcanza a aflorar, no obstante el Guadalupe, por lo menos en la mayoría de los casos está muy erosionado aflorando probablemente el Villeta (cortes IX y X, fig. 16). Tan solo en un punto (corte XI) la bóveda formada por las areniscas del miembro del Raizal se halla con bastante seguridad conservada en parte. En el sector meridional (cortes XIII y XIV) las areniscas del miembro del Raizal se hallan conservadas en la bóveda anticlinal. Es de destacar cómo hay un paralelismo entre este hecho y las inversiones. Estas alcanzan su máxima importancia hacia el N, donde el Villeta aflora en el núcleo anticlinal; son de carácter limitado en el sector central, donde la bóveda está parcialmente conservada y faltan hacia el S, donde el Guadalupe está siempre presente en mayor o menor grado en la bóveda anticlinal.

En los sectores en que la formación Guadalupe dibuja en forma completa el anticlinal, es decir, donde el Guadalupe no ha sido erosionado en la bóveda anticlinal, el trazado del pliegue no presenta problema de ninguna índole. En cambio, donde aflora el Villeta, se observan estructuras interesantes en la parte interna del anticlinal. Los cortes más interesantes se obtienen por la quebrada del Salero (cortes II y III, fig. 16 y fig. 17) y por la tercera quebrada al S de la quebrada del Salero (corte VIII fig. 16 y fig. 17).

En la quebrada del Salero se observa que mientras el Guadalupe en ambos flancos tiene posición inversa, en el núcleo se dibuja una bóveda perfecta con pequeñas fallas de distensión convergiendo hacia el eje del pliegue. Los buzamientos inversos de los flancos se oponen bruscamente a los buzamientos del Villeta en el núcleo que dibuja una bóveda anticlinal suave. Los contactos Guadalupe-Villeta están mecanizados.

Algo parecido se observa en la otra quebrada citada. Solo que allí el anticlinal es más marcadamente asimétrico ya que mientras el flanco W es inverso y con buzamientos de 30° a 45° al E, el flanco E es normal,

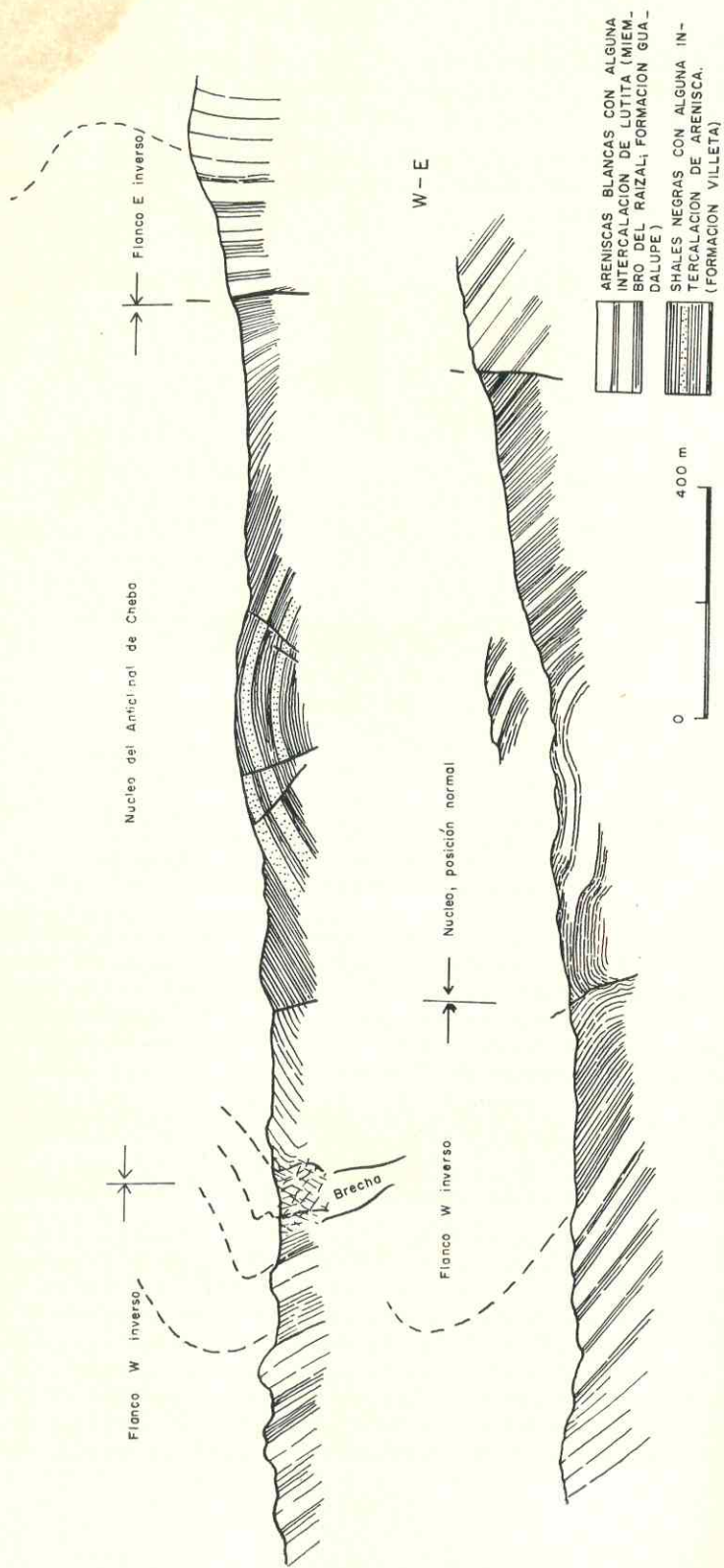


Fig. 17. — Cortes de detalle por el núcleo anticlinal de Chebá, por la Q. del Salero y otra quebrada paralela, situada entre 1.5 y 2 km. más al S.

con buzamientos del orden de los 45°. Otra diferencia con el corte según la quebrada del Salero es que aquí el límite entre el flanco W inverso y la parte normal del núcleo se sitúa dentro del Villeta.

La disposición estructural descrita pone de manifiesto el carácter algo extrusivo del núcleo del anticlinal, formado por las "shales" plásticas de la formación Villeta.

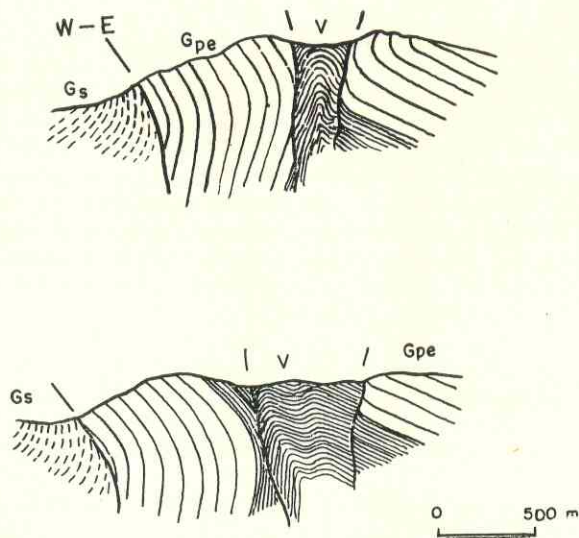


Fig. 18. — Interpretación estructural del extremo N del anticlinal de Chebá, con base en los cortes II y VII de la figura 16. Gs, formación Guaduas; Gpe, formación Guadalupe; V, formación Villeta.

Así pues, los rasgos estructurales más importantes del anticlinal de Chebá son: su forma estrecha y alargada; la presencia de un núcleo plástico ligeramente extrusivo (fig. 18); su carácter asimétrico, más abrupto y con inversiones más notables por lo que a su flanco oriental se refiere; finalmente la relación entre la importancia de la erosión de su bóveda y las inversiones de sus flancos.

Evolución meridional de éstas estructuras.—Ya se ha indicado cómo de N a S las tres estructuras antes descritas, a saber el anticlinal de Soacha, el sinclinal del río Soacha y el anticlinal de Chebá, desaparecen. No obstante no son estas las únicas estructuras a las que hay que prestar atención.

Existen además tres fallas, todas ellas paralelas a los tres pliegues antes citados. La más occidental de las tres fallas limita al W el anticlinal de Soacha; otra de ellas se sitúa separando dicho anticlinal del sinclinal del río Soacha y la más oriental forma el límite entre el sinclinal del río Soacha y el anticlinal de Chebá. Es decir que mientras el anticlinal de Soacha y el sinclinal del río Soacha están limitados a ambos lados por dos fallas que los limitan prácticamente en toda su longitud, el anticlinal de Chebá está limitado por una falla solamente a lo largo de su flanco occidental. Esta diferencia que a primera vista puede parecer de cierta im-

portancia no es en realidad más que una diferencia menor, como se observa al estudiar la evolución de todo el conjunto de estructuras hacia el S. En efecto la falla que limita el anticlinal de Soacha por el E, y cuyo equivalente en el anticlinal de Chebá no se observa, desaparece hacia el S. Así pues, son sólo dos las fallas que se prosiguen hacia el S, y estas fallas son semejantes entre sí, ya que cada una de ellas limita por el W los anticlinales de Soacha y Chebá respectivamente y ambas elevan sus labios orientales.

Así como las dos fallas citadas mantienen su importancia hacia el S, e incluso se manifiestan más netamente; los pliegues desaparecen un poco al S de las quebradas Hato Viejo y Hungría. El sinclinal del río Soacha queda acuñado al converger los dos anticlinales que lo limitan y los dos anticlinales de Soacha y Chebá se van haciendo cada vez menos notables hasta que desaparecen, ayudando además a ello la convergencia con la falla oriental, convergencia que se presenta en ambos anticlinales. Así pues, hacia el S sólo las dos fallas se mantienen, desapareciendo los pliegues apretados y siendo substituidos por una amplia área de tectónica suave y en la cual las dos fallas citadas son el rasgo tectónico más destacado. Estas estructuras se estudiarán en el próximo capítulo.

*Estructuras de la región de los Páramos de
Los Colorados y Piedra Parada y su
prolongación N por Terreros*

Al E de la región que acaba de estudiarse puede decirse que empieza el flanco E del sinclinal de Usme. En este flanco puede distinguirse, por lo menos desde un punto de vista cartográfico, una parte oriental cretácica y otra occidental terciaria. Entre ambas no se sitúa ningún accidente tectónico ni existe, por lo que al extremo N se refiere, ninguna característica tectónica que diferencie la región cretácica de la terciaria de modo que podría parecer lo más adecuado estudiar esta región (región de Terreros) junto con el sinclinal de Usme. No obstante, hacia el S este flanco va desarrollando estructuras que lo individualizan del sinclinal de Usme; por ello la región de Terreros-Mochuelo-Piedra Parada-Los Colorados se estudiará aparte del flanco W del sinclinal de Usme. Esta región forma una ancha franja cretácica, orientada en su parte septentrional N20W-S20E y en su parte meridional N30E-S30W; las tres regiones, de Terreros-Tunjuelito, Mochuelo, y Piedra Parada-Los Colorados son la continuación estructural una de otra, pero además, al W de Los Colorados se sitúa aún una amplia zona cretácica que es en cierto modo continuación S del anticlinal de Soacha; esta región se estudiará también dentro de este capítulo.

El flanco de Terreros-Tunjuelito.—Se trata de un flanco suave que buza hacia el NE o el E generalmente entre 10° y 40°. Este flanco hacia el N se separa netamente del flanco E del anticlinal de Chebá pues este es vertical o incluso inverso, de modo que el Guadalupe forma una inflexión brusca (fig. 19 corte I); hacia el S, en cambio, como el flanco E del anticlinal de Chebá se suaviza, desaparece la separación estructural. En su extremo N no existe prácticamente estructura alguna de detalle en este flanco de Terreros-Tunjuelito; más hacia el S aparece una falla de escasa importancia y de dirección N5W-S5E que divide el flanco en dos y un

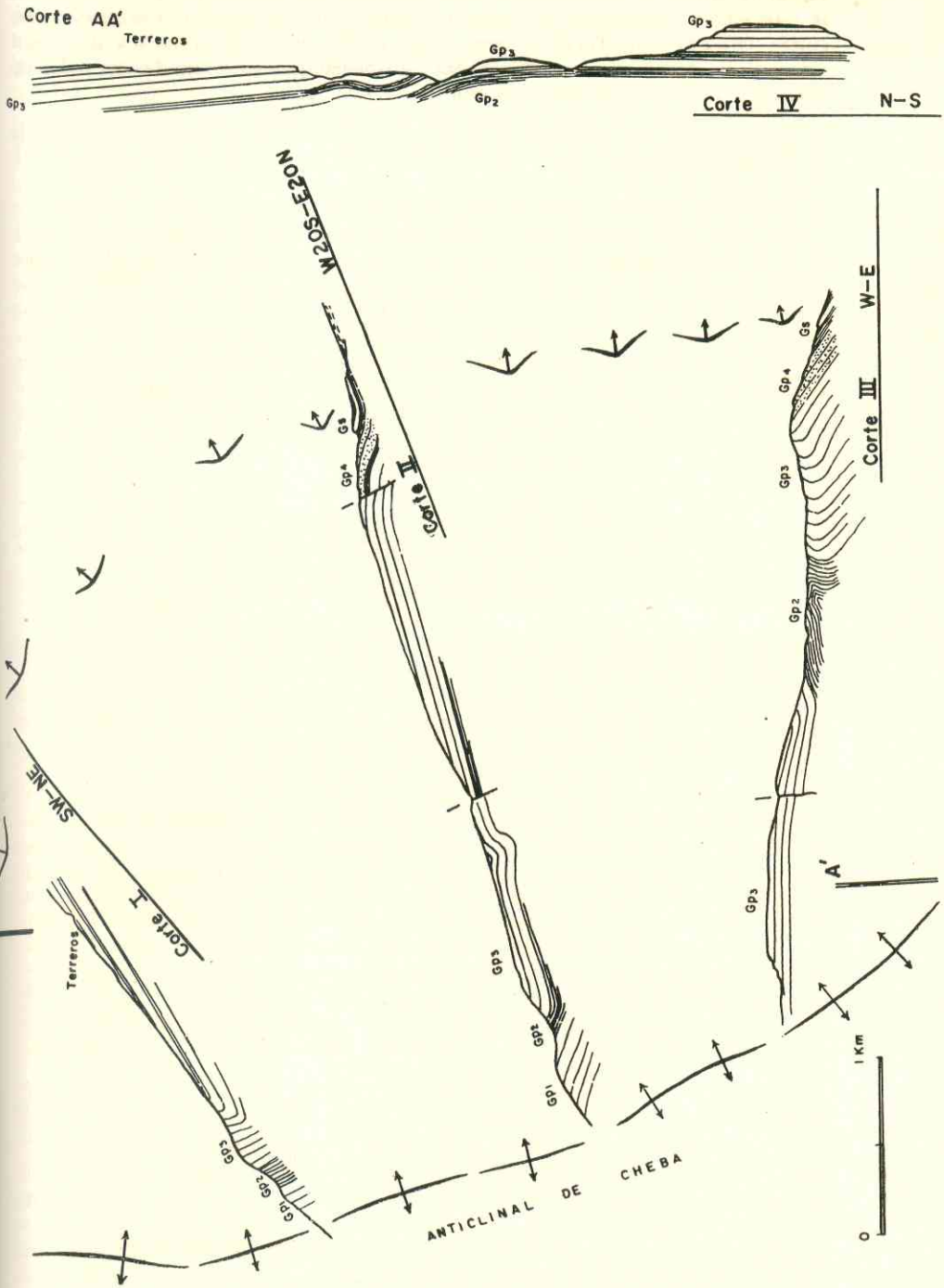


Fig. 19. — Cortes por el flanco Terreros-Tunjuelito; Gp1, Miembro del Raizal, Gp2, Nivel de Plaeners; Gp3, Arenisca de Labor; Gp4, Arenisca Tierna; Gs, formación Guaduas.

pequeño sinclinal algo oblicuo a dicha falla (fig. 19, corte II). Es ya hacia la parte más meridional del flanco donde aparecen algunas complicaciones como son unas inversiones locales desarrolladas en la Arenisca de Labor (fig. 19, corte III); estas inversiones en realidad están ligadas ya a las estructuras de la región de Mochuelo.

Otra característica de este sector es que hacia el N los estratos van girando al W, de modo que pasan de una dirección N-S a una dirección NW-SE

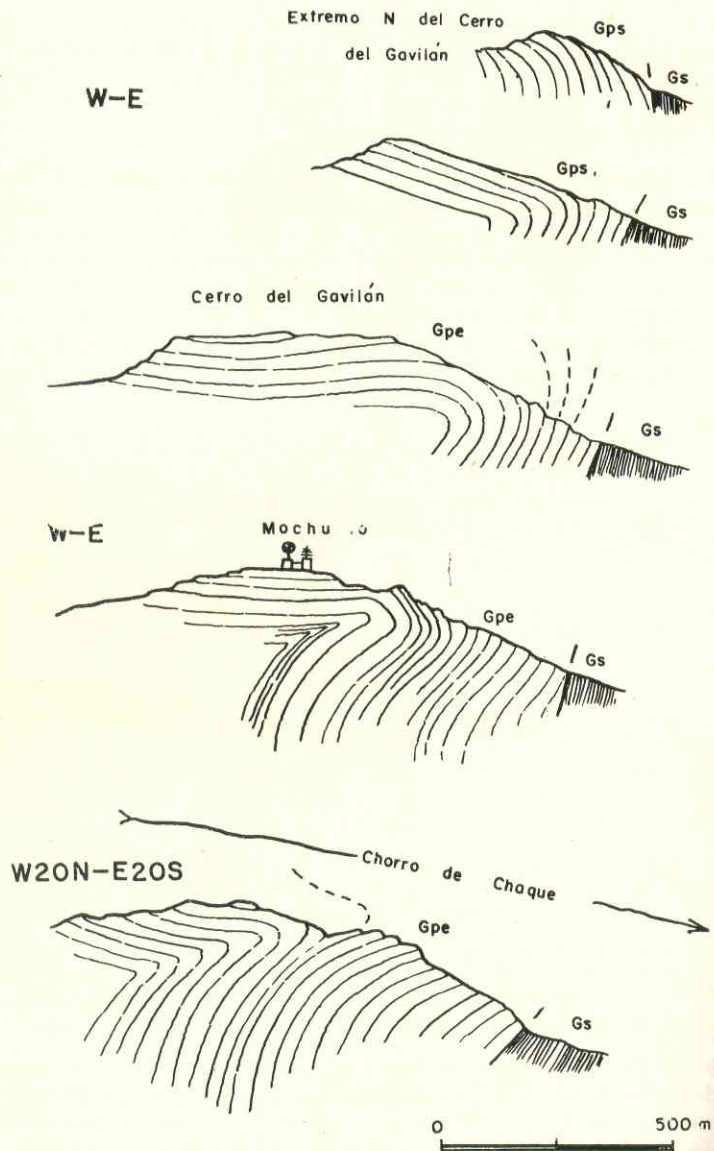


Fig. 20. — Inversiones en los cerros de El Gavilán, Mochuelo y cerro al S del Chorro de Chaque. Gs. formación Guadalupe; Gpe, formación Guadalupe.

(fig. 19 y mapa 1:25.000 f.t., hoja 2). Parece pues como si el anticlinal de Chebá fuera a dibujar una terminación periclinal hacia el N; no obstante no puede saberse si esta terminación llega a desarrollarse o no ya que el anticlinal queda cortado por el cuaternario de la Sabana.

El sector de Mochuelo: Este sector presenta complicaciones estructurales mucho más importantes. En primer lugar en los cerros de Mochuelo y del Gavilán, el Guadalupe presenta importantes fenómenos de inversión hacia el sinclinal de Usme. En segundo lugar aparece una estructura sinclinal bien manifiesta al E del anticlinal de Chebá. Finalmente una falla de rumbo (strike-slip fault) de notables proporciones limita por el S este sector de Mochuelo y el Guadalupe dibuja junto a ella una terminación perianticlinal pero con inversiones, de modo que puede dar la falsa impresión de una terminación perisinclinal.

Las inversiones de los cerros de Mochuelo y El Gavilán son semejantes a las descritas para muchos otros flancos de pliegues; pueden considerarse como inversiones ligadas al flanco W del sinclinal de Usme (fig. 20) y son por tanto una exageración hacia el S de las inversiones que empezaban a observarse en la parte meridional del flanco de Terreros-Tunjuelito. Un hecho es interesante señalar y es que, especialmente en Mochuelo, en el boquerón que abre el Chorro de Chaque, se observa el paso de la posición inversa a la posición normal y que la inversión afecta a todo el Guadalupe;

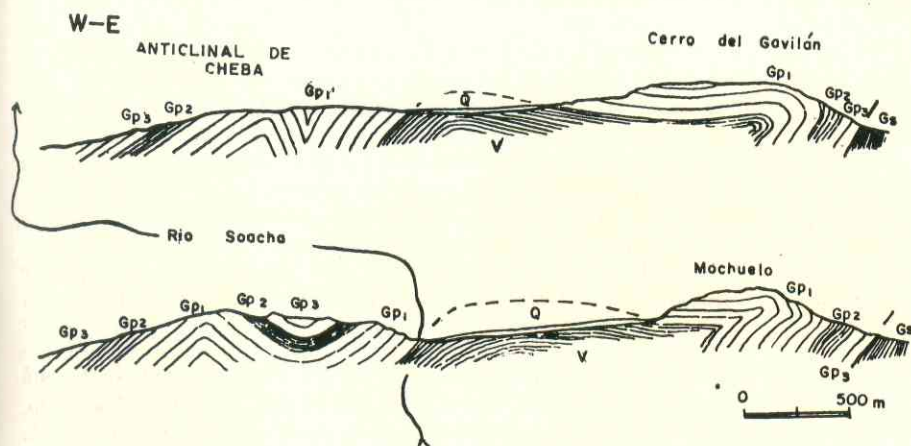


Fig. 21. — Cortes en la región de Mochuelo; Q, cuaternario (suelos negros); Gs, formación Guaduas; Gp3, Arenisca de Labor; Gp2, Nivel de Plaeners; Gp1, Miembro del Raizal; V, formación Villeta.

es decir, que si la erosión hubiera destruido la parte más alta del cerro de Mochuelo, se observaría un flanco inverso en su totalidad del mismo tipo que el de Monserrate (Julivert 1961 c).

Al W de Mochuelo se extiende una amplia zona excavada, en la que probablemente la erosión ha excavado hasta el Villeta, no obstante el gran espesor de suelos negros no permite observar ningún afloramiento. Al E de esta área excavada vuelve a aparecer el Guadalupe dibujando un sinclinal, muy claro, uno de cuyos flancos enlaza con la estructura de Mochuelo y el otro con el anticlinal de Chebá (fig. 21).

Con respecto al extremo S del sector de Mochuelo hay que señalar que mientras la estructura de Mochuelo termina bruscamente limitada por una falla de rumbo (strike-slip fault), después de dibujar una terminación periclinal, las estructuras más occidentales se prosiguen más al S aunque atenuándose progresivamente. La falla de rumbo lleva una dirección WIOS-EION y forma un ángulo de unos 60° con la dirección de los pliegues. Su labio N se ha movido hacia el E y su labio S hacia el W. Al S de esta falla el Guadalupe del flanco W del sinclinal de Usme se encuentra bruscamente en posición normal y con buzamientos generalmente del orden de los 20° a 35° . Coincidiendo con este hecho, al S de la falla aflora la Arenisca Tierna y el Guaduas más inferior, mientras al N de la misma, en el sector en que el Guadalupe tenía posición inversa, faltaba la Arenisca Tierna, parte de la de Labor y buena parte del Guaduas. Al N de la falla, la estructura de Mochuelo dibuja una terminación perianticlinal cuya particularidad es la presencia de inversiones en toda ella de modo que tiene la falsa apariencia de una terminación perisinclinal. El eje del anticlinal cabecea tanto hacia el N como hacia el S. La estructura desaparece hacia el N; en el flanco de Terreros-Tunjuelito, podía observarse aún en su parte más meridional (fig. 19, corte III), pero más hacia el N desaparece ya (fig. 19, cortes I y II). En cuanto a su continuación al S de la falla de rumbo, ésta podría buscarse en el anticlinal de Piedra Parada, no obstante, se trata de un pliegue recto, bastante suave que no tiene nada en común con la estructura de Mochuelo.

El sector entre Piedra Parada y Los Colorados.—Este sector empieza al S de la falla de rumbo citada ya en varias ocasiones. La estructura de Mochuelo pierde sus características al S de esta falla; por un lado el Guadalupe pasa a ser normal, buzando generalmente entre 15° y 40° hacia el E y hundiéndose bajo el Guaduas; además, el amplio anticlinal, complicado por los fenómenos de inversión, que se desarrollaba en el sector de Mochuelo, y que dibujaba una amplia terminación perianticlinal al N de la falla, desaparece. Al S de la falla se encuentra un anticlinal estrecho y alargado (anticlinal de Piedra Parada) que aún queriéndolo interpretar como la continuación del anticlinal de Mochuelo no tiene nada de común con él.

Por lo que respecta a las estructuras más al W, el anticlinal de Chebá y el sinclinal que se interponía entre este anticlinal y el de Mochuelo, puede considerarse también que terminan en la falla. En efecto, al S de la falla en vez de las dos estructuras septentrionales que son estructuras bien marcadas, se encuentran dos sinclinales y dos anticlinales pero todos ellos muy poco marcados y que se desvanecen hacia el S. Al igual que para la estructura de Mochuelo se podría buscar aquí en alguno de estos pliegues la continuación del anticlinal y sinclinal al N de la falla, no obstante se trata de estructuras de características distintas por lo cual carece de interés intentar determinar esta continuidad. Así pues, la falla, se ha desarrollado en líneas generales a la vez que el plegamiento, por lo menos en las últimas etapas de éste, y ha permitido al romper la continuidad longitudinal de los estratos que al N y al S de la misma se desarrollen estructuras distintas. Por ello puede considerarse que las estructuras septentrionales terminan contra la falla y que al S de la misma empieza una zona con estructuras diferentes.

N 20W - S 20E

0 1 Km

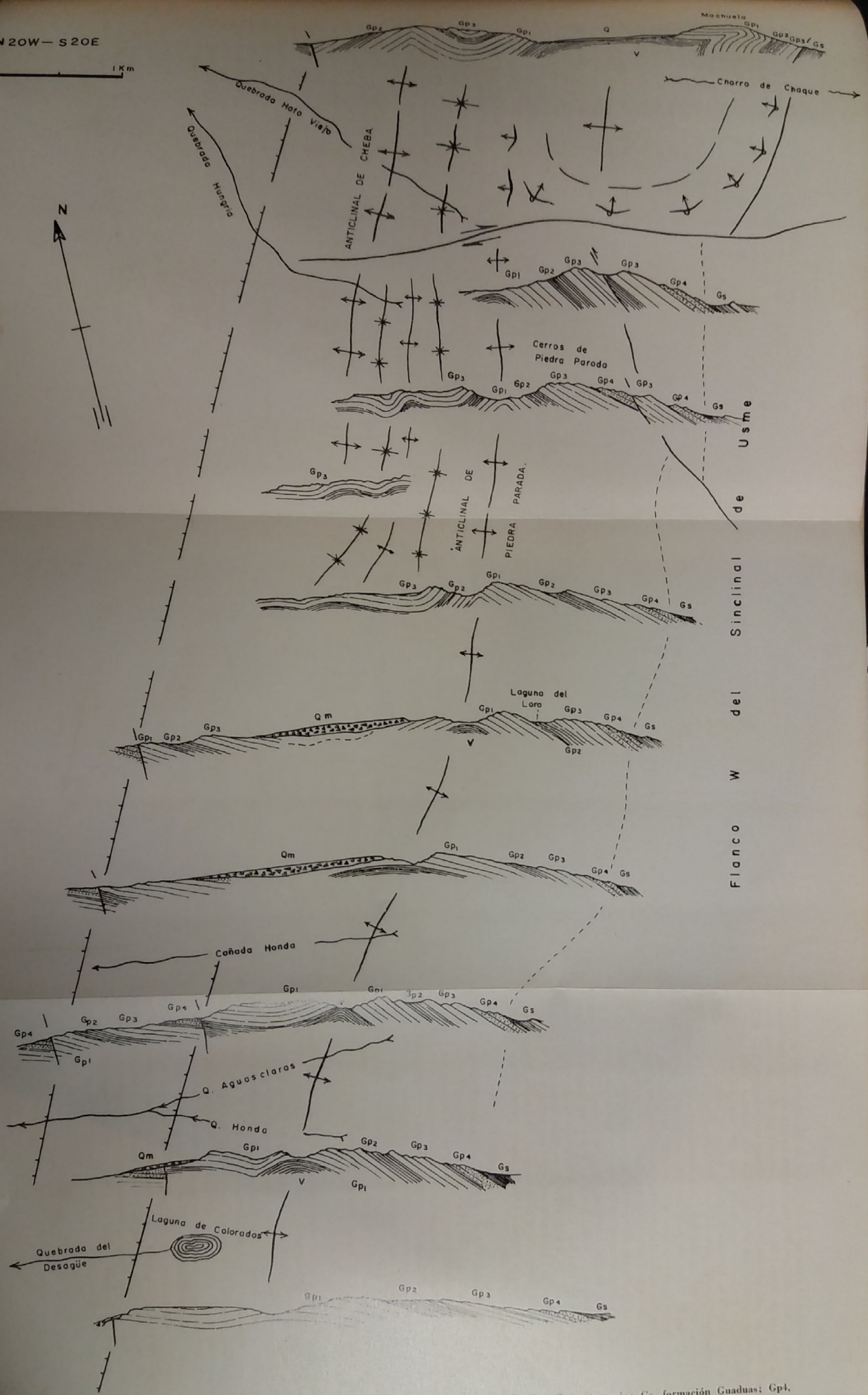


Fig. 22. — Cortes entre el flanco W del anticlinal de Usme y el sinclinal de Villa del Cerro. Q, cuaternario; Gs, formación Guaduas; Gp4, Arenisca Tierna; Gp3, Arenisca de Laboy; Gp2, Píezel de Barreros; Gp1, Elvare del Parado; V, formación Villeta.

Los pliegues al S de la falla se caracterizan por ser más suaves, excepto el anticlinal de Piedra Parada que es el mejor marcado y el que se puede seguir longitudinalmente durante un trayecto importante, los demás son en realidad ondulaciones suaves que localmente se pueden hacer más marcadas. Todas estas estructuras, incluyendo el anticlinal de Piedra Parada se suavizan hacia el S, y muchas de ellas desaparecen. La evolución longitudinal de las estructuras de esta zona se ve bien en la figura 22. Hacia el S se llegan incluso a substituir los pliegues suaves al W del anticlinal de Piedra Parada por una falla con su labio hundido al W. De este modo se pasa hacia el S a una región que no es más que la prolongación W del flanco occidental del sinclinal de Usme, roto hacia el W por fallas dispuestas escalonadamente.

El sector al W de Los Colorados.—La región que acaba de describirse de Piedra Parada-Los Colorados limita al W con una falla que es la prolongación meridional de la falla que formaba el límite entre el anticlinal de Chebá y el sinclinal del Valle del Soacha. Esta falla ha ido cobrando individualidad hacia el S al ir desapareciendo los pliegues a los que hacia el N estaba asociada. De este modo, de ser un accidente asociado a los flancos inversos del anticlinal de Chebá y el sinclinal del Valle del Soacha ha pasado hacia el S a ser un accidente independiente, el más destacado de esta región.

Al W de esta falla se desarrolla una amplia región de páramos que limita al W con otra falla que puede considerarse como la prolongación de la falla que limita por el W el anticlinal de Soacha, aunque al cruzar el río Aguasclaras, al E de Sibaté la falla sufre una inflexión bastante brusca. Como consecuencia de esta inflexión, mientras hacia el N, al E de la falla se sitúa una estructura estrecha (el anticlinal de Soacha), hacia el S entre las dos fallas que limitan la región que se está estudiando, se sitúa un área de unos 4-5 km de ancho.

La evolución longitudinal de esta área, de N a S es como sigue. Hacia el N se encuentra una sola estructura anticlinal; el anticlinal de Soacha. Este anticlinal al alcanzar la quebrada Hato Viejo se subdivide en dos; este hecho, poco manifiesto en la margen N de la quebrada, es bien manifiesto ya en su margen S. De los dos anticlinales resultantes el más oriental converge con la falla oriental (fig. 23) y desaparece; el más occidental se prosigue más al S y se va haciendo cada vez más suave hasta que prácticamente desaparece. De este modo se pasa a un conjunto prácticamente horizontal limitado entre dos fallas (fig. 23, corte V), ambas con sus labios W hundidos. La evolución meridional de esta región tiene pues, las características que se han observado en la evolución hacia el S de todas las estructuras estudiadas hasta ahora; a saber, suavización e incluso desaparición de los pliegues y presencia de fallas como elemento tectónico fundamental.

El sinclinal de Usme

El sinclinal de Usme es por sus dimensiones la estructura más importante de todas las que se desarrollan al S de la Sabana. En él las formaciones Guaduas, Arenisca del Cacho, Bogotá, Arenisca de la Regadera y Usme, es decir, el terciario (y parte más superior del maestrichtiense),

afloran en un ancho de unos 10 km. Para poder dar una descripción más ordenada del sinclinal de Usme se empezará dando una descripción de cada uno de sus flancos luego de su núcleo y finalmente se darán sus características generales.

El flanco occidental.—Este flanco está muy ligado a la región de los páramos de Los Colorados y Piedra Parada y su prolongación N hacia Terreros, es decir a las estructuras que acaban de describirse. En esta región podían distinguirse de N a S tres zonas; la septentrional (flanco de Terreros-Tunjuelito) era un flanco suave normal; la central era la más compleja, con fuertes inversiones (Mochuelo) hacia el sinclinal de Usme; la meridional volvía a tener estructuras suaves (Piedra Parada-Los Colorados) y en ella el Guadalupe se hundía hacia el W suavemente bajo el Guaduas. En el área que se está estudiando ahora pueden distinguirse igualmente tres sectores que coinciden con los que acaban de indicarse.

El sector más septentrional se confunde con la zona que ya ha sido descrita con el nombre de flanco de Terreros-Tunjuelito. Bordeando la región ya descrita formada por el Guadalupe e interponiéndose entre esta región y la Sabana se sitúa una franja de Guaduas, formada por la Arenisca Guía y los niveles de Guaduas inferiores a ella. Esta franja no tiene ninguna complejidad. Por lo general presenta buzamientos constantes hacia el ENE, que van pasando hacia el N a buzamientos al NE, de acuerdo con la inflexión que presentan también las capas del Guadalupe. Solo en los alrededores de las canteras al W de Tunjuelito, es decir al W del afloramiento más septentrional de Arenisca de La Regadera, aparece alguna estructura de detalle. En esta zona son dos los hechos a destacar. En primer lugar la existencia de unos replegamientos de detalle que deben interpretarse como debidos a resbalamiento por gravedad del Guaduas hacia el E, de acuerdo con el buzamiento (fig. 24). En segundo lugar que la Arenisca de La Regadera se encuentra muy cerca de la Arenisca Guía sin que pueda pensarse que ello se deba a la pequeña falla que se encuentra limitando la Guía por el E, al W del pequeño cerro que forma la Arenisca de la Regadera. Así pues, hay que pensar que la falta de la mayor parte del Guaduas y prácticamente todo el Bogotá se debe al carácter discordante de la Arenisca de La Regadera.

Hacia el S este sector termina cortado por una falla de rumbo (strike-slip fault) de dirección aproximada N20E-S20W en su sector N, y NE-SW más hacia el S. Acompañando a esta falla se sitúan otras fallas menores. Esta falla marca el límite entre dos sectores netamente diferentes en el flanco occidental del sinclinal de Usme. Mientras al N el flanco es normal, y en él no aflora prácticamente el Bogotá (La Arenisca de La Regadera reposa en discordancia directamente o casi directamente sobre el Guaduas), al S de la falla el Bogotá forma una amplia franja al W de la cual se encuentra la Arenisca del Cacho; el Guaduas en cambio queda muy reducido y limitado a sus niveles más superiores. Este hecho coincide con la verticalización del flanco. Guaduas, Cacho y Bogotá son prácticamente verticales y localmente pueden llegar a tener posición inversa; la arenisca de La Regadera tiene buzamientos más suaves, comprendidos generalmente entre 25° y 50°, pero en algunos puntos, en el sector al N del Chorro de Puente Blanca (mapa 1:25.000 f.t., hoja 2; fig. 25), llega a estar vertical e incluso inversa. Así pues, la falla de rumbo citada afecta fundamentalmente al Guaduas, Cacho y Bogotá, pero prácticamente no afecta a la

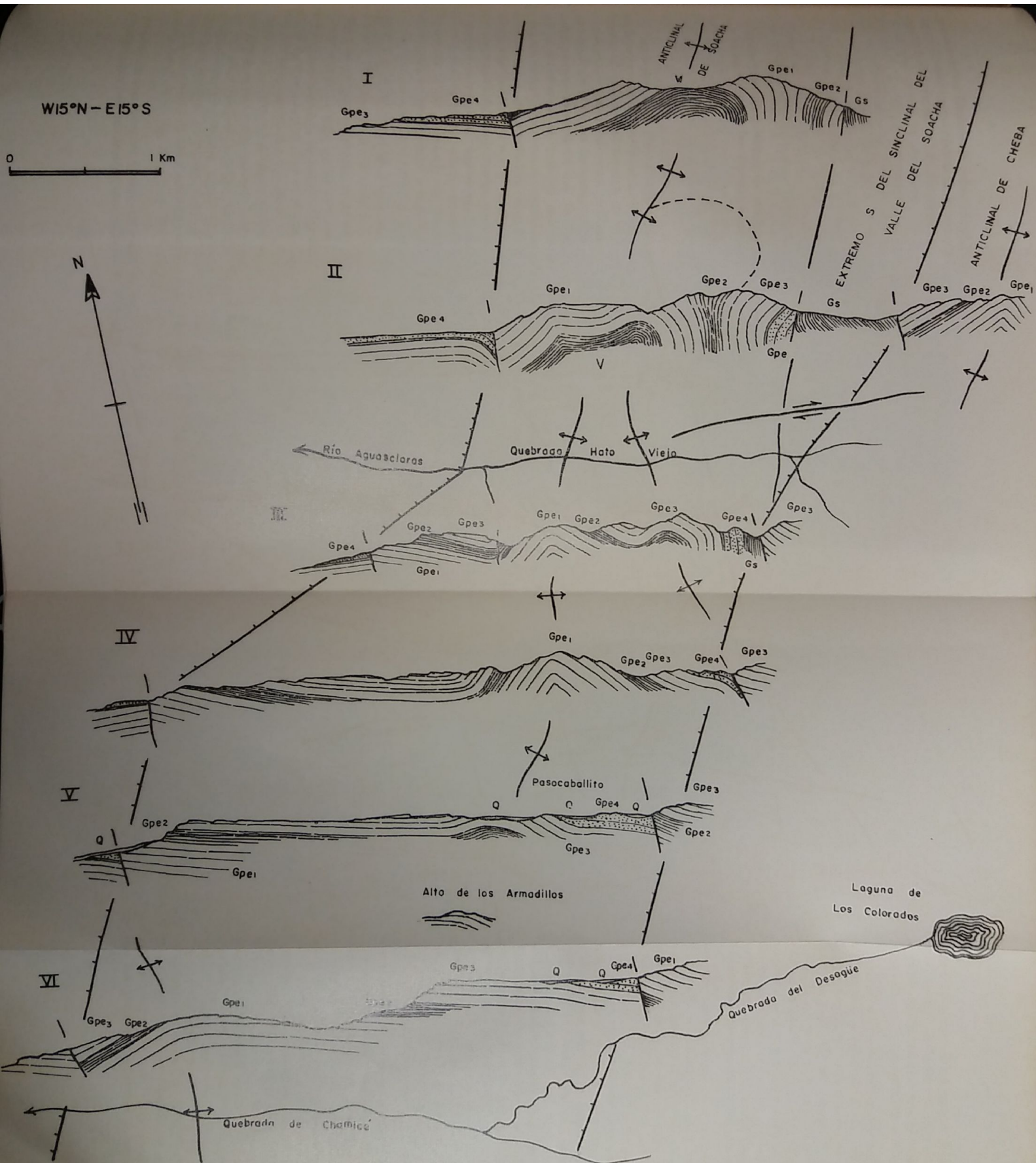


Fig. 23. — Cortes en serie por la región al W de Los Colorados. Q, suelos negros de los páramos (cuaternario); Gs, formación Guaduas; Gp4, Arenisca Tierna; Gp3, Arenisca de Labor; Gp2, Nivel de Piscenara; Gp1, Huesbro del Raizal; V, formación Villeta.

Arenisca de La Regadera; ello se observa perfectamente en la hoja 2 del mapa 1:25.000 que acompaña a este trabajo. El cerro de Arenisca de La Regadera situado al N de la falla está en la prolongación perfecta del crestón que forma la Arenisca de La Regadera al S de la misma; la Arenisca de La Regadera corta en discordancia todo el conjunto. Hacia el S éstas condiciones se prosiguen hasta la falla de rumbo que limita por el S las estructuras de la región de Mochuelo. En el sector entre estas dos fallas el Bogotá, el Cacho y la parte del Guaduas que aflora son verticales o inversos. La Arenisca de La Regadera, con las excepciones apuntadas antes, es normal. Al S de la falla de rumbo meridional todo el conjunto Guaduas-Cacho-Bogotá-Arenisca de La Regadera, es normal. Así pues, el sector vertical o inverso coincide con el sector también inverso de Mochuelo.

El sector más meridional es el más simple, como es norma general para todas las estructuras. No existen inversiones ni complicaciones de detalle, tanto el Guadalupe del extremo E del área de Piedra Parada-Los Colorados como el Guaduas, Cacho, Bogotá, La Regadera e incluso Usme buzanan uniformemente al E en aparente concordancia y con ángulos que varían entre 20° y 40°.

El flanco oriental: En el flanco oriental las inversiones tienen más importancia que en el occidental. Dejando aparte la formación Usme que se describirá al hablar del núcleo del sinclinal, se observa que el Guadalupe es inverso a lo largo de todo el flanco, llegándose incluso a buzamientos muy bajos en las capas inversas, buzamientos del orden de los 20°. Este Guadalupe inverso es a la vez el flanco occidental del anticlinal de Bogotá, ya descrito en un trabajo anterior (Julivert, 1961 c); esta inversión es una inversión total; no se trata de algunos niveles que despegan y se invierten sino que es todo el flanco el que presenta disposición inversa. Tal como se indicó ya en el trabajo antes citado, solo un corto sector, en el cerro de Guadalupe, tiene posición normal; en este caso se observan despegues y colapsos de las capas superiores. Sobre esta franja de Guadalupe se volverá a tratar someramente al hablar del anticlinal de Bogotá-Usaquén. Al W de la franja de Guadalupe se sitúa un Guaduas muy incompleto como corresponde a todos los flancos inversos; aquí hay solo la particularidad de que la Arenisca Tierna, de la formación Guadalupe, está presente a lo largo de gran parte del flanco (ver mapa 1:25.000, hojas II y IV y fig. 26).

Más al W se sitúa el Cacho y el Bogotá, estos son inversos a lo largo de casi todo el flanco; solo en el extremo N, en la zona del Alto de la Guacamaya tienen posición normal (fig. 26). Por lo que se refiere a la Arenisca de La Regadera, hacia el S tiene posición inversa en su totalidad y hacia el N (Alto de la Guacamaya) tiene posición normal. Entre estos dos sectores se desarrolla una zona en la cual las capas bajas de la arenisca de La Regadera, es decir las más orientales, tienen posición inversa y las capas más altas tienen posición normal. Entre capas inversas y normales hay un tránsito progresivo. Esto unido a las direcciones de los estratos dentro del conjunto de La Regadera, al S del Alto de Juan Rey permite deducir la existencia de una discordancia progresiva que se desarrolla dentro de la Arenisca de La Regadera en este sector.

Así pues, en resumen, el flanco oriental se caracteriza por ser casi constantemente inverso, inversión que afecta prácticamente a todo el flanco,

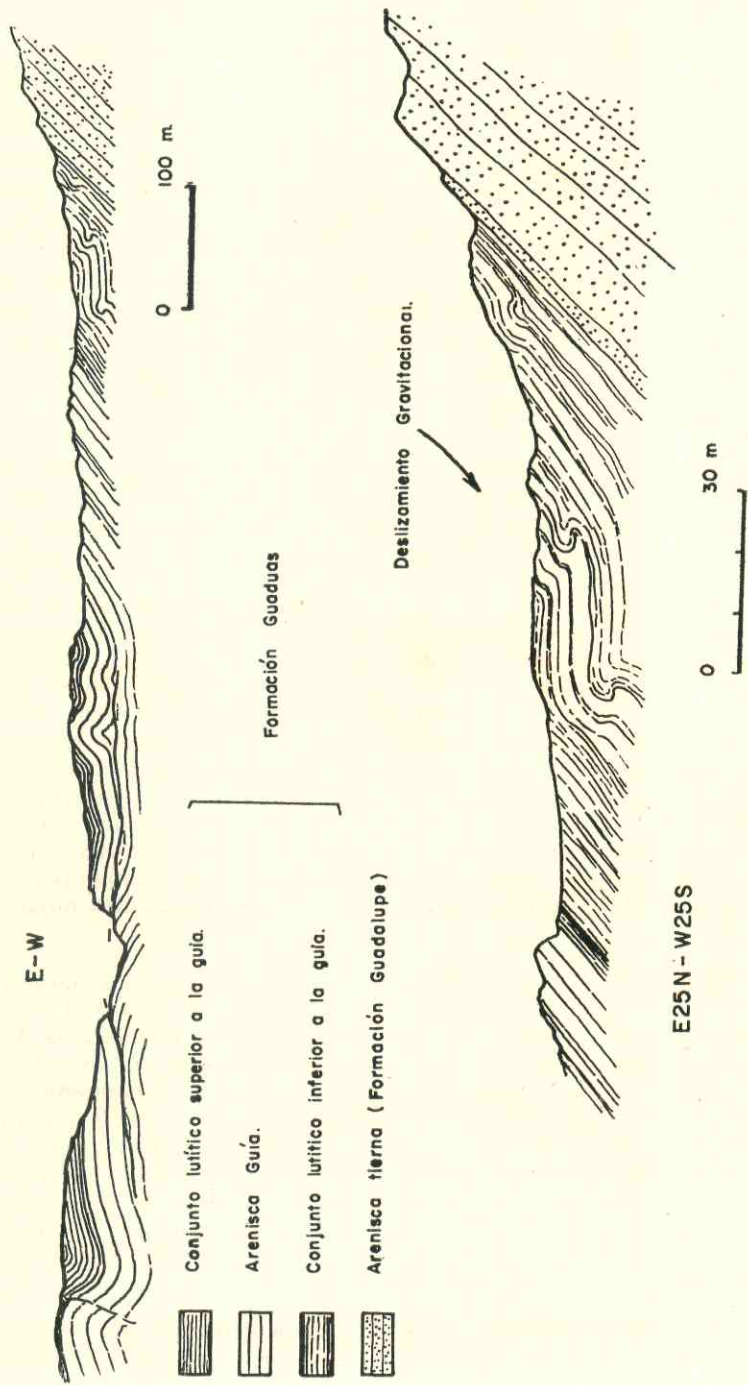


Fig. 24. — Detalle de las estructuras del flanco W del sinclinal de Usme en el sector de Tunjuelito. Parte superior, corte general. Parte inferior, detalle del corte superior mostrando un replegamiento debido a deslizamiento gravitacional.

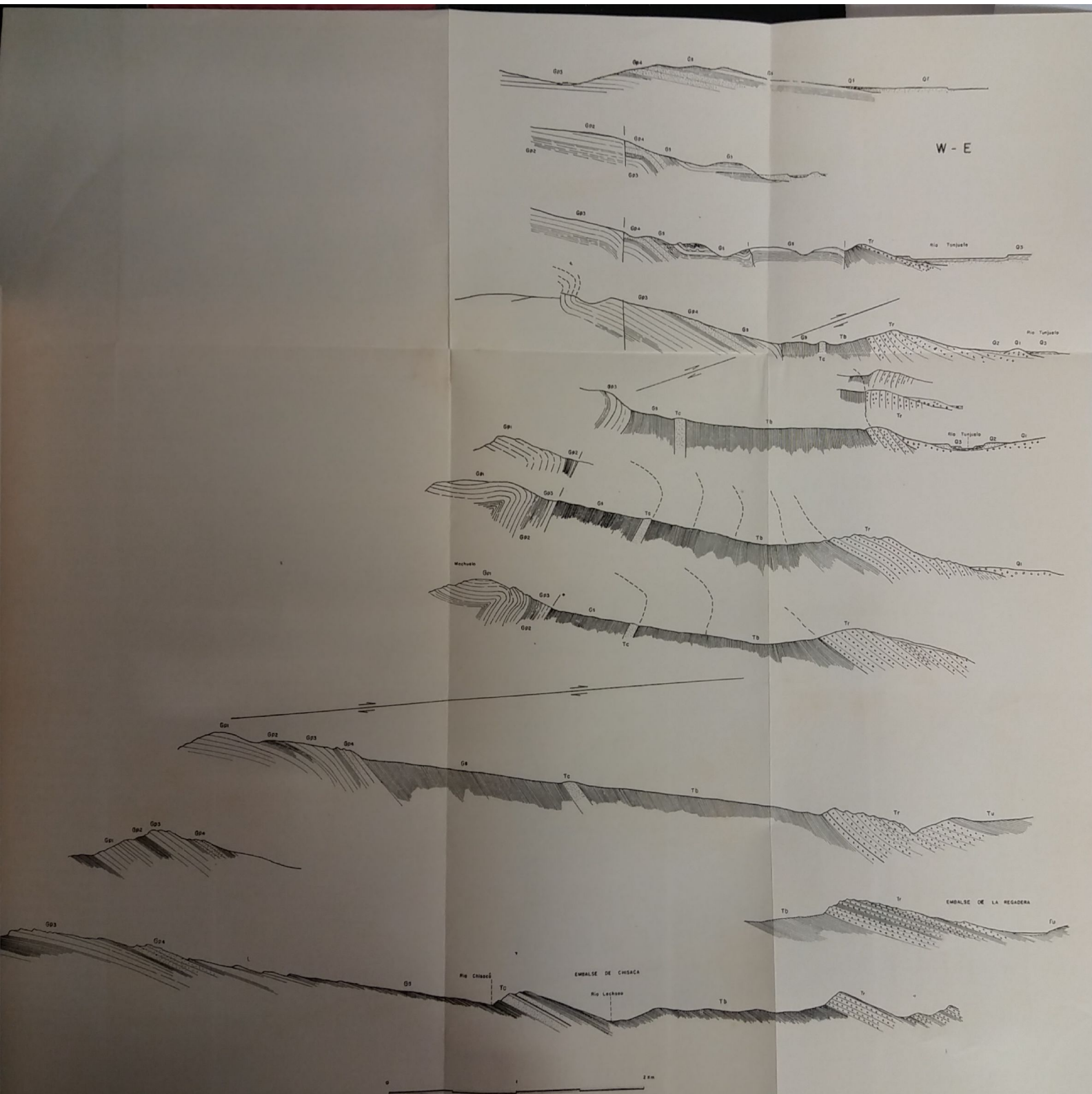


Fig. 25. — Cortes en serie por el flanco W del sinclinal de Usmé. Q3, limos del borde de La Sabana y terraza baja (formación Sabana); Q2, relleno lacustre de La Sabana (formación Vilalta); Q1, conos del Tunjuelo. Tu, formación Usmé; Tr, Arenisca de La Regadera; Tb, formación Bogotá; Tc, Arenisca del Cacho; Gs, formación Guaduas; Gp4, Arenisca Tierna; Gp3, Arenisca de Labor; Gp2, Nivel de Plaeners; Gp1, Miembro del Raizal; V, formación Villeta.

es decir no solo al Guadalupe sino a todas las formaciones superiores hasta la Arenisca de La Regadera inclusive. Tan solo hacia el N se pasa a una posición normal; el paso de la posición inversa a la normal se inicia en los niveles más superiores (parte alta de la Arenisca de La Regadera) y a medida que se progresa hacia el N va afectando niveles cada vez más bajos, hasta que en el cerro de Guadalupe todo el flanco es normal, con excepción de los fenómenos locales de colapso. Es bien sabido como al N del cerro de Guadalupe se recupera bruscamente la posición inversa interponiéndose entre el sector normal y el inverso una falla de rumbo (strike-slip fault). (De La Espriella y Villegas 1960).

El núcleo del sinclinal de Usme y sus discordancias.—La parte central del sinclinal de Usme está ocupada por la formación Usme. Esta parte se va a estudiar en capítulo aparte debido al carácter discordante del Usme sobre los niveles inferiores, lo cual da al Usme unas características tectónicas especiales. Como consecuencia de su carácter discordante y de la asimetría del sinclinal de Usme el contacto de la formación Usme con las formaciones inferiores a él es muy diferente según se considere este contacto en el flanco occidental o en el oriental.

El contacto en el flanco occidental está oculto a casi todo lo largo del sinclinal; por lo menos en su sector estudiado, ya que el sinclinal se prolonga aún muy al S del embalse de La Regadera. Al N de Usme este contacto no es visible en ningún lugar; los cuaternarios del valle del Tunjuelo lo recubren en todo este sector; el Usme incluso aflora solo en un área muy pequeña. El afloramiento más importante del Usme se encuentra al WNW del Alto de La Guacamaya, formando un cerro de unos 2 x 2 km cubierto en gran parte por pequeñas edificaciones y explotaciones de sus arcillas. Este cerro limita al W por el Cuaternario del extremo S de La Sabana, a unos km. del afloramiento más próximo de la Arenisca de La Regadera en el flanco W del sinclinal de Usme, de modo que las relaciones entre las dos unidades stratigráficas no pueden deducirse de la observación directa. Más al S no vuelve a encontrarse ningún afloramiento importante antes de Usme; son los conos de la región del valle del Tunjuelo y los espesos suelos negros los que enmascaran los afloramientos del Usme. Tan solo algo al S de la Quebrada de Yomasa y especialmente al W de la carretera, se encuentran algunos pequeños afloramientos de Usme buzando hacia el E.

Al S de Usme la formación Usme aflora ya más ampliamente aunque casi siempre bastante enmascarada por los suelos negros. El contacto con la Arenisca de La Regadera puede verse en la región del embalse. Allí la formación Usme buza al E, al igual que la Arenisca de La Regadera y parece situarse concordantemente por encima de ella. Sobre la interpretación del contacto occidental Usme-La Regadera volverá a hablarse después de describir el contacto en el flanco oriental.

El contacto en el flanco oriental es completamente distinto. Ya en el cerro antes citado, al W del Alto de La Guacamaya, se observa claramente el contacto discordante del Usme sobre la Arenisca de La Regadera. En efecto, en el Alto de la Guacamaya la Arenisca de La Regadera tiene un espesor comprendido entre 100 y 200 m, mientras que su espesor total es del orden de los 400-500 m, además la cuchilla de arenisca que forma el Alto de la Guacamaya es cortada hacia el N y desaparece bajo la forma-

ción Usme. El pequeño cerro formado por la formación Usme interrumpe pues completamente la Arenisca de La Regadera; en efecto, la prolongación del espeso conjunto que forma la Arenisca de La Regadera al S de la cárcel de la Picota debería continuarse hacia el N y no obstante no tiene continuidad al N del Valle en cuyo margen S se sitúa la cárcel. Al N de este valle en vez de la Arenisca de La Regadera se sitúa el Usme casi horizontal; el único filo que se prosigue hacia el N, es el Alto de La Guacamaya, formado por la base de la Arenisca de La Regadera y este filo es también un poco más al N cortado por el Usme. Entre el buzamiento de unos 30°-40° de la Arenisca de La Regadera y el de 10° de la formación Usme hay un ángulo de discordancia bien apreciable. Pero la formación Usme no sólo es discordante con respecto a los niveles inferiores sino que fosiliza un relieve; en efecto el cerro formado por el Usme se desarrolla al W del filo que forma el Alto de La Guacamaya rellenando la zona deprimida que debió existir al W del filo durante el depósito del Usme. El carácter discordante y fosilizante del Usme se aprecia bien tanto en el mapa como en los cortes de las figuras 26 y 27.

Más al S y durante un largo trayecto el contacto del Usme con las formaciones inferiores no se observa ya que si bien el filo de la Arenisca de La Regadera se continúa, al W del mismo se desarrollan los amplios conos cuaternarios del valle del Tunjuelo. Es sólo a partir de Usme que el contacto vuelve a observarse bien y al igual que en el extremo N este contacto es discordante y además el Usme fosiliza un relieve. Las diferencias con el afloramiento del extremo N del flanco son tres; en primer lugar el ángulo de discordancia es muchísimo mayor, ya que el Usme casi horizontal se apoya sobre la Arenisca de La Regadera o la formación Bogotá en posición inversa y buzando unos 45°. En segundo lugar el Usme no sólo recubre completamente la Arenisca de La Regadera, que como consecuencia desaparece al alcanzar la quebrada de Fuche, sino que en algunos puntos recubre la mayor parte de la formación Bogotá e incluso puede pensarse que antes de actuar la erosión sobre la formación Usme, ésta avanzaba hacia el E hasta ponerse en contacto con el Guadalupe. Finalmente hay que señalar otro hecho que no se encuentra hacia el N y es que los niveles altos del Usme transgreden hacia el E sobre los niveles más bajos; concretamente, la parte superior del Usme, de carácter arenoso, es la que avanza hacia el E cortando el flanco oriental inverso, mientras que la parte baja arcillosa queda limitada al núcleo comprendido entre las dos franjas de Arenisca de La Regadera, de los flancos occidental y oriental.

Estructura de conjunto. Las discordancias terciarias. Si se considera ahora el conjunto del sinclinal de Usme, llaman la atención los siguientes hechos.

En primer lugar su asimetría; mientras el flanco W es en su mayor parte normal, el flanco E es inverso en casi todo su recorrido.

Otro hecho importante es la presencia de discordancias. En todas las demás estructuras, con excepción del sinclinal de Fusagasugá faltaba el terciario o se encontraba sumamente reducido (valle del Soacha), y aún en el sinclinal de Fusagasugá el terciario estaba muy incompleto. El sinclinal de Usme es el lugar donde se ha conservado más completo el terciario, puede pensarse incluso que con la sedimentación del Usme terminó

W-E

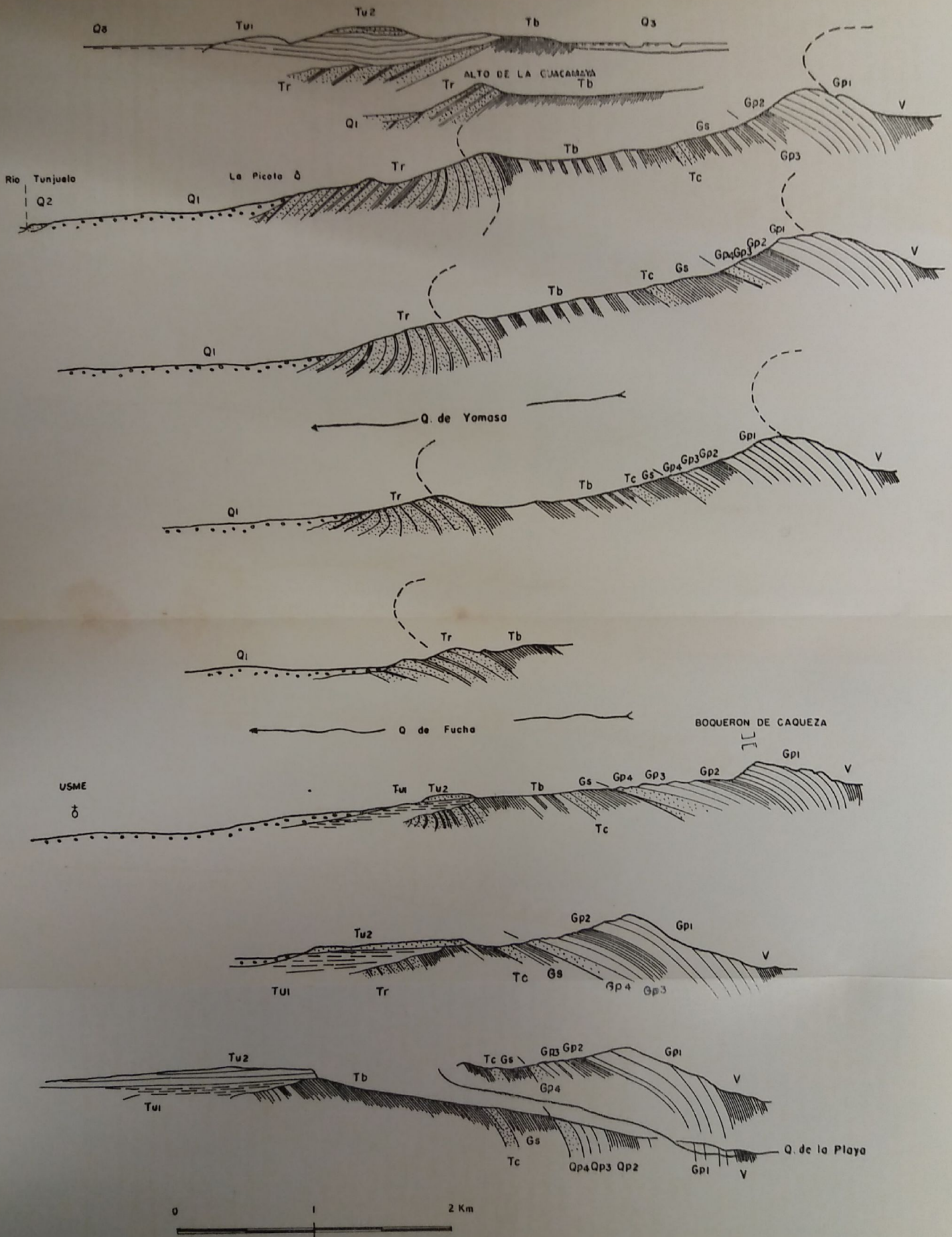


Fig. 26. — Cortes en serie por el flanco oriental del sinclinal de Usme. Q, cuaternario; Tu2, parte superior de la formación Usme; Tu1, parte inferior de la formación Usme; Tr, Arenisca de La Regadera; Tb, formación Bogotá; Tc, Arenisca del Cacho; Gs, formación Guaduas; Gp1, Arenisca Tierna; Gp3, Arenisca de Labor; Gp2, Nivel de Plaeners; Gp1, Miembro del Raizal.

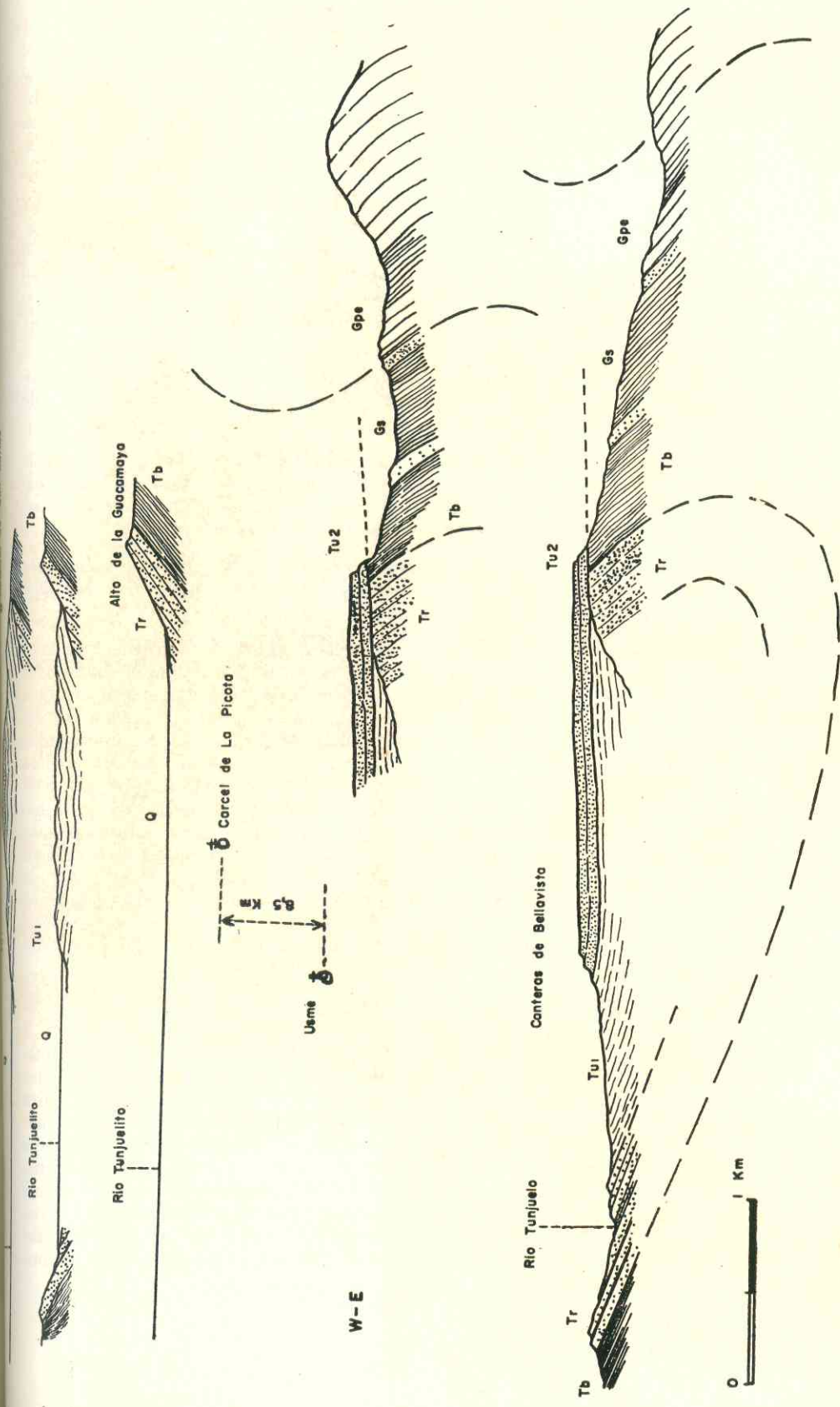


Fig. 27. — Cortes en serie por el núcleo del sinclinal de Usmé poniendo el carácter fuertemente discordante del Usmé sobre el flanco E del sinclinal de Usmé, contrastando con la aparente concordancia en el flanco W. Q, cuaternario; Tu2, parte superior del Usmé; Tu1, parte inferior del Usmé; Tr, Arenisca de La Regadera; Tb, formación Bogotá; Tc, Arenisca del Cacho; Gs, formación Guaduas; Gpe, formación Guadalupe.

la historia sedimentaria del terciario en la Sabana; por ello y por tratarse de una estructura amplia, donde la tectónica no ha enmascarado las relaciones estratigráficas, el sinclinal de Usme es el área más adecuada para reconocer las discordancias que se manifiestan dentro del terciario. Las discordancias que se han observado claramente son:

La base de la Arenisca de La Regadera corta discordantemente al Bogotá y Guaduas hasta ponerse casi en contacto con la Guía. Este hecho se observa en el flanco W, hacia el extremo N. En las demás localidades el contacto no parece discordante aunque no puede afirmarse con seguridad que no exista una pequeña discordancia, ya que la monotonía estratigráfica del Bogotá no permite poner de manifiesto una discordancia muy suave.

Dentro de la Arenisca de La Regadera existe una discordancia progresiva, hecho que se observa en el amplio afloramiento al S de la cárcel de La Picota.

La formación Usme, en todo el flanco oriental del sinclinal es discordante sobre la Arenisca de La Regadera. En el flanco W el contacto parece concordante sin que pueda no obstante excluirse la posibilidad de una ligera discordancia. El Usme fosiliza además un relieve.

La parte superior del Usme transgrede hacia el W sobre el Usme más inferior y corta con un ángulo de discordancia muy elevado a la Arenisca de La Regadera y la formación Bogotá.

Las discordancias que acaban de enumerarse ponen de manifiesto la existencia de una deformación continua. Así, entre la discordancia de la base de la Arenisca de La Regadera y la discordancia progresiva que afecta a esta Arenisca no existe discontinuidad alguna. Además, la misma discordancia de la base de esta arenisca no es más que la manifestación angular de un fenómeno progresivo. Esto está demostrado por el hecho de que esta discordancia se manifiesta solo localmente. Hay que pensar pues que a lo largo del Bogotá existe también una discordancia progresiva. No se ha hablado antes de ella, porque, si bien en algunos puntos parece observarse, la existencia de colapsos, con su efecto sobre los buzamientos, hace difícil en muchos casos definir hasta qué punto unas diferencias progresivas de buzamiento a través de una sucesión indican una discordancia progresiva o bien son efecto de un colapso progresivamente acentuado. No obstante, como acaba de verse, puede deducirse indirectamente que ésta discordancia progresiva se desarrolla también en la formación Bogotá.

Así pues, por lo menos a partir del Bogotá, se desarrolla una discordancia progresiva que afecta a una parte desconocida del Bogotá (o a todo el Bogotá) y a la Arenisca de La Regadera. Pero es más, el razonamiento empleado puede aplicarse también al Usme. Observando los cortes de la fig. 27 puede verse que mientras la discordancia es fuerte sobre el flanco E, el flanco W parece concordante. Este hecho es particularmente claro si se hace un corte W-E por la región de las quebradas de Guanga o Suate (mapa 1:25.000, hoja IV; fig. 27). En esta región se encuentra el Usme por encima de la Arenisca de La Regadera, en aparente concordancia aunque el espesor de esta arenisca es menor al observado en otros puntos, lo que hace pensar en que la concordancia no sea perfecta. De todos modos, un poco más al S, junto al embalse de La Regadera la con-

cordancia parece ser más clara. Ascendiendo hacia el E se va cortando una sucesión de arcillas con algunas intercalaciones finas de areniscas en la parte alta en las que se encuentran restos de hojas y por encima la parte superior del Usme, formada por arenas que se explotan en las canteras de Bellavista. Toda esta sucesión parece concordante. Por encima de las canteras se desarrolla un amplio páramo que se extiende hacia el E elevándose suavemente. Este páramo es prácticamente una superficie estructural aunque no muy perfecta ya que la parte alta del Usme no es muy dura. Esta superficie se eleva hacia el W ya que es en la región de las canteras o un poco al E donde se sitúa el eje sinclinal por lo que al Usme se refiere. Es de señalar que el Usme dibuja un sinclinal muy suave; los buzamientos medidos en el Usme no suben por encima de los 25° y generalmente son del orden de los 10°.

Si se prosigue el corte hacia el W, al alcanzar la cabecera del río Chinara se observa que allí la parte superior del Usme se apoya sobre el Bogotá, al cual casi llega a recubrir totalmente en algunos puntos (mapa 1:25.000 f.t., hoja IV). Este Usme, como ya se ha indicado se apoya sobre la Arenisca de La Regadera y el Bogotá que se encuentran en posición inversa. Así pues, mientras al W hay aparentemente concordancia al E hay una discordancia muy fuerte, por parte del Usme superior. Se trata, igual que en el caso de La Regadera, de una discordancia progresiva que afecta a todo el Usme, prueba de ello son los buzamientos cada vez menores que se encuentran en el flanco W, desde la base de la Arenisca de La Regadera (45°) hasta la parte alta del Usme (25°-10°). Esta discordancia progresiva se manifiesta como angular sobre el flanco E del sinclinal asociada a una laguna estratigráfica que abarca la parte inferior del Usme.

En resumen; el sinclinal de Usme es un amplio sinclinal asimétrico con su flanco E inverso, aunque localmente hay inversiones también en su flanco W. En el núcleo de este sinclinal se encuentra una espesa sucesión de terciario en el cual se desarrolla una discordancia progresiva a gran escala, discordancia que se inicia lo más tarde en el Bogotá y se prosigue hasta el final de la sedimentación terciaria en esta área. Esta discordancia progresiva se manifiesta localmente como angular, una discordancia angular se manifiesta localmente en la base de la Arenisca de La Regadera, pero la más importante es la que marca el contacto de diferentes niveles del Usme, pero principalmente de su parte superior con los terrenos más antiguos. Por lo que al Usme respecta es de señalar que su carácter discordante se ve muy claro sobre el flanco E del sinclinal pero que sobre el flanco W parece ser concordante aunque pueda existir una ligera discordancia. Este hecho guarda relación con el carácter asimétrico del sinclinal.

El anticlinal de Bogotá-Usaquén

Al E del sinclinal de Usme se sitúa una estructura estrecha y alargada, el anticlinal de Bogotá. Este hecho paraleliza en cierto modo las estructuras de Usme-Bogotá con el conjunto sinclinal de Fusagasugá, anticlinal de San Miguel. El anticlinal de Bogotá es una estructura orientada N-S y de notable longitud. En su parte meridional, su flanco W constituye a la vez el flanco E del sinclinal de Usme. Al N del río San Cristóbal, aunque el sinclinal de Usme debe continuarse bajo el cuaternario de la Sabana,

al quedar el sinclinal de Usme oculto por el cuaternario, el anticlinal de Bogotá es la estructura que forma el límite oriental de la Sabana.

El anticlinal de Bogotá se puede seguir hacia el N hasta la carretera que desde la calle 84 va a La Calera. Algo al S de la carretera el anticlinal cabecea fuertemente, para volver a elevar su eje inmediatamente al N de la carretera. Estos cabeceos bruscos dan lugar a que se dibuje un sinclinal transversal en el collado que atraviesa la carretera. Al N de la carretera el anticlinal está algo desplazado al E con respecto a su trazado al S de la misma. A este anticlinal que se desarrolla de la carretera hacia el N se le puede llamar anticlinal de Usaquén, y a todo el conjunto, que en definitiva constituye una misma unidad se le ha llamado anticlinal de Bogotá-Usaquén.

El anticlinal de Bogotá-Usaquén ha sido descrito en un trabajo anterior (Julivert, 1961, c), en su sector entre Usaquén y el Boquerón de Cáqueza; por ello no es necesario dar de nuevo una descripción detallada del mismo. Se trata de un anticlinal que en su sector al S de la carretera que sale de la calle 84 a La Calera (anticlinal de Bogotá) tiene el flanco W casi constantemente en posición inversa. En la mayor parte del flanco la inversión es total, es decir, afecta a todo el Guadalupe. Sólo en su extremo N hay inversiones parciales. El sector al N de la carretera citada, el anticlinal de Usaquén tiene el flanco W normal ya que si bien existen inversiones, algunas de ellas muy fuertes, son inversiones parciales, es decir limitadas a los niveles por encima del miembro del Raizal. Estas inversiones tienen su máxima importancia en el sector de Usaquén. Para más detalles sobre todos estos fenómenos ver el trabajo antes indicado. Otro hecho a destacar también es que a todo lo largo del anticlinal de Bogotá faltan niveles en el contacto Guaduas-Guadalupe; este hecho alcanza un máximo en el sector de Cable-Monserrate-Río San Cristóbal. Esta falta de niveles fue observada ya por Clements (1940) quien describió la presencia de una falla a lo largo del contacto Guadalupe-Guaduas. Más hacia el S el Guadalupe se presenta completo, aunque siguen faltando niveles en la base del Guaduas.

En el flanco E del anticlinal de Bogotá-Usaquén predomina la posición normal, aunque hay inversiones en algunos sectores. Este flanco es bien visible hacia el S hasta la región de los altos de La Horqueta y Cruz Verde. Más al S la cabecera del río Une ha abierto una hoya amplia y ha destruido el Guadalupe, por lo cual la continuidad estructural del flanco E es menos clara; ello se debe de una parte a que la estructura debe seguirse en el Chipaque*, donde por sus facies es menos fácil de observar, y por otra parte a que el Chipaque debe desarrollar estructuras en mayor o menor grado disarmónicas con respecto al Guadalupe, de modo que no es posible pretender seguir en el Chipaque unos rasgos estructurales que son propios de las areniscas del Guadalupe.

Las estructuras al E del anticlinal de Bogotá-Usaquén

Aunque los estudios de detalle no se han proseguido al E del anticlinal de Bogotá-Usaquén, se han hecho algunas observaciones, que permiten dar algunas indicaciones de la Geología de esta región.

* Dando a este término el sentido que le da Ranzoni (1962).

Para describir la estructura al W del anticlinal de Bogotá deben considerarse dos áreas distintas; de un lado el área de páramos entre Bogotá y Choachí; de otro el área del Valle del río Une. Estas dos áreas deben considerarse por separado ya que en ellas las estructuras se desarrollan a niveles distintos. En el área de páramos las estructuras que se observan se desarrollan principalmente en el Guadalupe, con excepción del sinclinal de Teusacá formado por Guaduas y Bogotá. Se trata por tanto de estructuras desarrolladas al mismo nivel de todas las descritas hasta ahora. En el valle del río Usme las estructuras se desarrollan en las formaciones Chipaque, Arenisca de Une, Fómeque y Cáqueza; es decir en un conjunto en gran parte lutítico, aunque en él existen dos niveles importantes de areniscas (de Une y de Cáqueza).

La región del páramo entre Bogotá y Choachí.—En la región de páramos entre Bogotá y Choachí, al E del anticlinal de Bogotá se encuentra un sinclinal muy apretado, que ha sido llamado por Ujueta (1961) sinclinal del Teusacá y que se orienta según el curso alto de este río. Este sinclinal se encuentra representado también en el corte que dan De La Espriella y Villegas entre Bogotá y Choachí (1960).

El sinclinal de Teusacá se caracteriza por lo abrupto de sus dos flancos; paralelamente con este hecho puede citarse la falta de niveles en el límite Guadalupe-Guaduas. El sinclinal del Teusacá es un sinclinal limitado por dos fallas, hecho que recuerda el sinclinal del río Soacha, aunque a diferencia de éste los fenómenos de inversión en el sinclinal del Teusacá parecen de envergadura limitada, aunque éste sinclinal no ha sido recorrido detenidamente en toda su longitud. Al E del sinclinal del Teusacá se sitúa un anticlinal, poco importante, aunque marcadamente asimétrico, el anticlinal del Alto de La Bolsa; el flanco W de este anticlinal en relación con el sinclinal del Teusacá es abrupto; el flanco E es muy suave y va pasando hacia el E a tener buzamientos cada vez menores, hasta ponerse horizontal y formar luego un sinclinal suave, cuyo flanco oriental se desarrolla en parte más al E del escarpe del Guadalupe sobre Choachí; en efecto, a lo largo del descenso desde el páramo hacia Choachí los buzamientos al W se hacen cada vez más notorios. No obstante se trata de una estructura suave.

La región de Chipaque-Quetame.—Ya se ha indicado como en este sector las estructuras se desarrollan a otro nivel y por tanto es de esperar que tengan unas características distintas. El flanco W inverso del anticlinal de Bogotá se observa perfectamente en el Boquerón de Cáqueza, ya que el Guadalupe forma este flanco. En cambio, entre este flanco occidental y Chipaque, se encuentra un área pizarrosa cuya estructura, aunque no ha sido estudiada con detalle parece caracterizarse por pequeños pliegues apretados y que posiblemente constituyen un replegamiento disarmónico en relación con las estructuras antes descritas. Algunos de estos pliegues pueden verse perfectamente en la trinchera de la carretera a Chipaque donde fueron observados ya por R. Scheibe (1938, lam. A, fig. 2).

El trazado de detalle de toda la estructura de esta región no puede hacerse sin un estudio a fondo, más al E, la estructura se vuelve más clara con la aparición de las areniscas de Une y Cáqueza, que se encuentran buzando hacia el W al igual que en la región de Choachí por lo que a la Arenisca de Une se refiere.

La Arenisca de Une ha sido considerada por algunos autores (Campbell, 1962) como discordante sobre los niveles inferiores; en el presente trabajo no se han llevado los estudios más al E de esta arenisca, por tanto no se puede aportar ningún dato sobre el particular.

Al E de la estructura sinclinal descrita en último lugar, y que se podría denominar sinclinal de Une, Hubach (1957) y Campbell (1962) sitúan un anticlinal, entre Cáqueza y Quetame. Algo más al E se encuentra ya el Macizo de Quetame que constituye ya un problema estructural aparte.

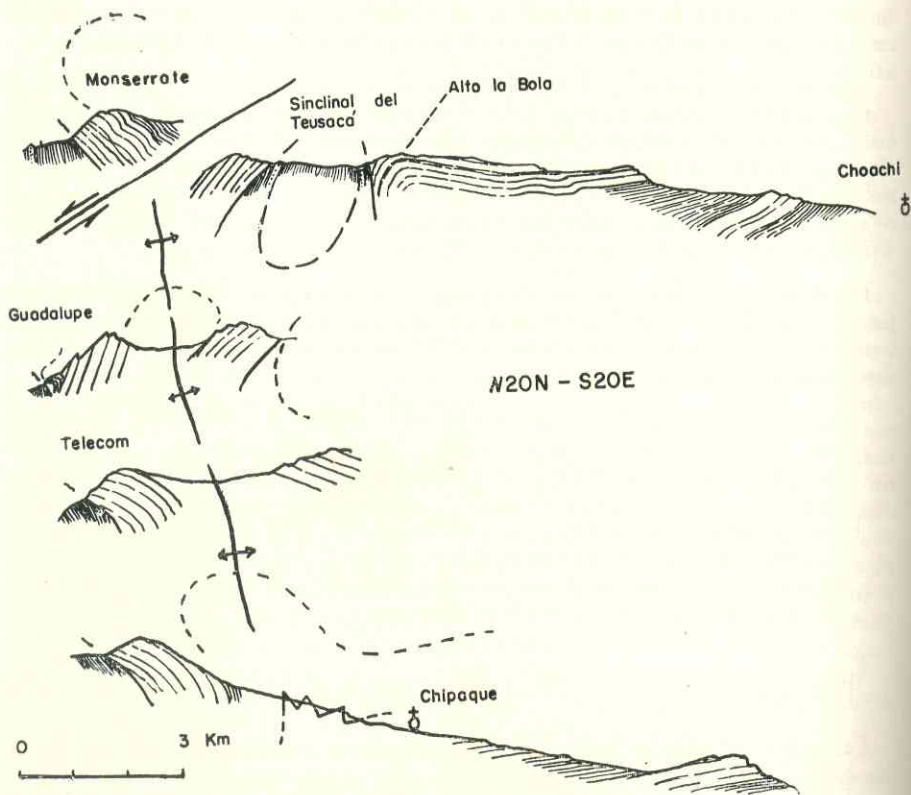


Fig. 28. — Cortes al E de la Sabana de Bogotá. Tb, formación Bogotá; Tc, Arenisca del Cacho. Gs, formación Guaduas; C3, formación Chipaque; C2, Arenisca de Une; C1, formación Fómeque.

Conclusiones; Unidades tectónicas mayores de la región meridional de la Sabana

Hecha ya la descripción detallada de la parte meridional de la Sabana de Bogotá, si se prescinde ahora de las estructuras de detalle se observa que en esta región se sitúan de W a E las siguientes unidades mayores.

Sinclinal de Fusagasugá.—Es una estructura con una marcada asimetría, muy amplia y que termina periclinalmente hacia el N, en la región de Granada.

Anticlinal de San Miguel y estructuras asociadas a su flanco occidental.—El anticlinal de San Miguel es una estructura también asimétrica, esto se manifiesta especialmente hacia el S; hacia el N la estructura del flanco oriental del anticlinal de San Miguel se complica hasta el punto de que se desarrollan estructuras (región del Salto, del Charquito, sinclinal del Muña) que son en realidad independientes del anticlinal de San Miguel, no obstante su evolución meridional las relaciona todas entre sí; por ello puede considerarse como una gran unidad la parte comprendida entre el anticlinal de San Miguel y la falla que bordea por el W el anticlinal de Soacha y la zona de páramos al W de la laguna de Colorados, falla que es un elemento importante en la tectónica de la región S de la Sabana.

Región entre Terreros y Los Colorados.—Es una amplia región en conjunto elevada (afloramientos del Guadalupe) que hacia el S está formada por una serie de fallas escalonadas con los labios W hundidos, y hacia el N presenta en su parte occidental unos pliegues muy apretados (anticlinal de Soacha, sinclinal del valle del Soacha, anticlinal de Chebá) y hacia el E una zona tranquila, buzando suavemente al E o al NE. Esta región se confunde hacia el E con el flanco W del sinclinal de Usme.

Sinclinal de Usme.—Es un sinclinal asimétrico, su asimetría tiene el mismo sentido de todas las demás estructuras. Es una estructura muy amplia, en su núcleo hay unos 3.000 a 4.000 m de terciario afectado por una importante discordancia progresiva.

Anticlinal de Bogotá y estructuras más orientales asociadas.—Esta estructura es comparable al anticlinal de San Miguel, aunque de dimensiones mayores. Al W del anticlinal de Bogotá se sitúan algunas estructuras que guardan relación con él (sinclinal de Teusacá) pero el estudio hacia el E no ha sido proseguido con detalle por lo que el límite oriental de esta unidad no se puede precisar bien. Además, como más al E la erosión ha dejado al descubierto terrenos inferiores al Guadalupe, las características tectónicas cambian considerablemente.

LA PROLONGACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS MERIDIONALES AL N DE LA SABANA

Los rasgos tectónicos descritos para el extremo meridional de la Sabana no son exclusivos de esta región sino que son característicos de toda el área de la Sabana de Bogotá y posiblemente de toda la región de Sabanas de la Cordillera Oriental Colombiana. No obstante, la falta de estudios tectónicos hacia el N, hacia la región de Tunja impide delimitar con exactitud el área caracterizada por el tipo de estructuras descritas. Sobre este punto se va a insistir más adelante, al analizarse cuáles son los rasgos estructurales características de la región de La Sabana.

Por el momento va a describirse sólo y de un modo somero, la continuación al N de la Sabana de Bogotá, de las estructuras meridionales descritas.

El objeto, más que seguir la continuación de las estructuras, es poner de manifiesto la continuidad del estilo tectónico que representan.

El anticlinal de Bogotá-Usaquén.—Esta es la estructura cuya continuidad hacia el N es más clara ya que no está interrumpida por el cuater-

nario de la Sabana. Sobre ella se ha tratado ya con anterioridad; así mismo, se ha indicado como al N de Usaquén terminan los fenómenos importantes de inversión; igualmente la bóveda deja de estar erosionada, el Villeta no vuelve a aflorar al N del Pico Piedras. Hubach (1957 a) en su mapa señala la aparición de estructuras secundarias, según ello el anticlinal de Usaquén no sería un anticlinal simple. En esta estructura no se han llevado a cabo estudios de detalle.

El anticlinal de la Serranía de Chía (anticlinal de Chía-Zipacquirá).—Esta estructura forma una serranía estrecha y alargada que avanza hacia el S en el interior de la Sabana. Sus características estratigráficas y tectónicas fueron descritas en un trabajo anterior (Julivert 1962 b). Se trata de un anticlinal muy estrecho y alargado, al igual que los anticlinales de la región meridional. Los dos flancos del anticlinal son abruptos, no obstante el flanco occidental parece serlo más, es el flanco que menos aflora (sólo aflora en el extremo S) y es el único que presenta inversiones de tipo total. En el flanco E las inversiones parciales, especialmente del nivel de plañers están muy desarrolladas en el sector de La Balbanera (Julivert, 1962 b, fig. 4). Por lo abrupto de los dos flancos, este anticlinal recuerda los anticlinales de Soacha y Chebá.

Una descripción más detallada de este anticlinal no se justifica aquí ya que ha sido hecha en una publicación anterior; para terminar va a indicarse tan solo que su dirección es NE-SW y que es la prolongación del anticlinal de Zipacquirá en relación con el cual se encuentra la acumulación de sal de dicha población (Hubach, 1957 a, mapa).

El anticlinal de Tabio.—Al W de la serranía de Chía se sitúa una digitación de la Sabana de Bogotá, que forma el valle de Tenjo, cuyo límite oriental es la citada serranía de Chía. El límite occidental del valle de Tenjo es otra serranía estrecha y alargada, orientada NE-SW, al igual que la de Chía, aunque algo menos estrecha que ésta. La estructura de la serranía al W de Tenjo es una estructura anticlinal (Hubach, 1957 a, mapa), en cuyo núcleo aflora en algunos puntos el Villeta.

Relación con las unidades meridionales.—En el estudio de la relación entre las estructuras meridionales y septentrionales de la Sabana de Bogotá hay varios aspectos diferentes a considerar. Comparación de estilos tectónicos, comparación de las direcciones de las estructuras y definición de la continuidad de las estructuras al N y S de la Sabana.

Por lo que al estilo tectónico se refiere la identidad es total; la estructura de la serranía de Chía (Julivert, 1962 b) que es la única estudiada con detalle lo pone de manifiesto. Al respecto, se ha apuntado ya que el tipo de estructuras descritas al S de la Sabana se encuentra en un área relativamente extensa, que en sus rasgos generales puede hacerse coincidir con la región de Sabanas de la Cordillera Oriental.

En cuanto a las direcciones, en la región de la Sabana de Bogotá se encuentra una cierta inflexión. Las estructuras al N de la Sabana se orientan NE-SW, con excepción del anticlinal de Usaquén que es casi N-S. Al S de la Sabana la dirección predominante es la N-S ligeramente desviada a veces pasando a ser N10E-S10W (anticlinal de Bogotá, sinclinal de Usme, anticlinal de San Miguel). No obstante en la región S se encuentra también la dirección NE-SW o bien N20E-S20W (flanco W del sinclinal de Fusa-

gasugá, área de los páramos de Piedra Parada-Los Colorados) y en algunos casos la N20W-S20E (anticlinal de Soacha, sinclinal del Valle del Soacha, anticlinal de Chebá, extremo N del flanco W del sinclinal de Usme, región del Salto del Tequendama); la dirección N20W-S20E se encuentra principalmente en el extremo N del área meridional limitante con la Sabana. La región en la que se extiende más ampliamente el llano cuaternario de la Sabana coincide con la inflexión que enlaza las direcciones N-S o N20W-S20E del S con las direcciones NE-SW del N.

La continuidad de las estructuras individuales, al N y S de la Sabana puede reconocerse aunque solo en sus líneas generales; esta continuidad es más clara para las estructuras orientales que para las occidentales. El sinclinal de Usme debe continuarse por el subsuelo de Bogotá y por el subsuelo de la Sabana que se sitúa entre la serranía de Chía y el anticlinal de Usaquén, no obstante la aparición en ella del Cerro de Suba, formado por el Guaduas indica alguna complicación de detalle. El anticlinal de Chía-Zipacquirá debe ser la prolongación N de uno de los dos anticlinales, de Chebá o de Soacha. Buscar la continuidad de ambos anticlinales en los de Chía y Tenjo respectivamente, probablemente no es correcto, ya que el valle de Tenjo es un sinclinal bastante amplio, como puede reconocerse más al N, y esta amplitud no recuerda al sinclinal del valle del Soacha. Podría pensarse pues, que uno de los dos anticlinales y el sinclinal de Soacha desaparecen hacia el N.

Pretender seguir buscando la continuidad de las estructuras más occidentales sería ya arriesgado, para ello se necesitaría conocer con detalle el área entre Subachoque, Facatativá, Bojacá y San Antonio de Tena. Es de señalar tan sólo que llama la atención el modo como parece terminar en la región de Granada una estructura tan importante como es el sinclinal de Fusagasugá.

LOS RASGOS ESTRUCTURALES DE LA REGION DE LA SABANA DE BOGOTA

En todas las estructuras descritas existen unos rasgos comunes. Estos rasgos son: Asimetría de los pliegues. Presencia de fallas, con sus labios W hundidos. Existencia de inversiones, más frecuentes en los flancos W de los anticlinales pero presentes también en sus flancos orientales. Falta de niveles en el contacto Guadalupe-Guaduas, hecho asociado a las inversiones de los flancos. Existencia de trazados de las bóvedas anticlinales dando formas muy exageradas.

La asimetría de los pliegues.—Sobre este rasgo de la tectónica de la región meridional de la Sabana se ha insistido al hacer la descripción regional. Donde el carácter asimétrico es más manifiesto es en el sinclinal de Fusagasugá, en el anticlinal de San Miguel, y en menor grado en el anticlinal de Bogotá. Esta asimetría se hace cada vez más acentuada de N a S, esto se ve claramente en el anticlinal de San Miguel que hacia el S presenta un flanco oriental muy suave y sin las estructuras que se van desarrollando hacia el N. El mismo sinclinal de Usme hacia el S es donde manifiesta su asimetría.

Las fallas.—Otro rasgo importante es la presencia de fallas con sus labios W hundidos. Las fallas en la región de la Sabana son de dos tipos. Por una

parte, fallas bien individualizadas, que se presentan hacia el S como accidentes tectónicos no asociados a pliegues, aunque hacia el N las estructuras pueden evolucionar y las fallas encontrarse en relación con flancos de pliegues. Por otra parte, fallas constantemente asociadas a flancos inversos de pliegues. El primer tipo es el que se va a considerar aquí; este tipo de fallas se encuentra principalmente hacia el S y su presencia está ligada a la suavización de los pliegues hacia el S. Al suavizarse y casi desaparecer los pliegues, en la región de páramos comprendida entre el sinclinal de Usme y el anticlinal de San Miguel, cobran importancia dos fallas con los labios W hundidos y saltos del orden de los 500 - 600 m.

Estas fallas tienen sus labios W hundidos; entre estas fallas y la asimetría de los pliegues hay pues una relación. Ambos tipos de estructuras dan una serie de escalones progresivamente hundidos hacia el W. El más marcado de estos escalones no está formado por una falla sino por el flanco oriental del sinclinal de Fusagasugá.

Los flancos inversos.—Se ha indicado ya que existen dos clases de inversiones; las que afectan sólo a determinados niveles o capas del flanco de un pliegue y las que afectan a todo el flanco, por lo menos por lo que al Guadalupe se refiere, que es el nivel en que las inversiones son más frecuentes.

Las inversiones parciales se localizan sobre todo en la formación Guadalupe y especialmente en el nivel de plaeners, aunque se presentan en todos los niveles tanto del Guaduas como del Bogotá y aún de la Arenisca de La Regadera. Las inversiones mayores, que se han denominado totales, afectan también principalmente al Guadalupe. Su máxima expresión se encuentra en el anticlinal de Bogotá, cuyo flanco W es inverso en toda su longitud, excepto en el pequeño sector del cerro de Guadalupe. El flanco W del anticlinal de San Miguel es también inverso en casi todo su recorrido. Estos flancos son inversos por lo que a la formación Guadalupe se refiere. Por encima del Guadalupe la inversión generalmente se hace cada vez menos acentuada e incluso puede llegar a desaparecer. Tal ocurre en el flanco W del anticlinal de San Miguel; allí al W del Guadalupe, el Guaduas y el Bogotá del sinclinal de Fusagasugá van pasando hacia el W a una posición normal. En el flanco W del anticlinal de Bogotá (flanco E del sinclinal de Usme) las inversiones se mantienen mucho más; así, excepto en el sector del Alto de La Guacamaya, que se relaciona ya con el sector normal del cerro de Guadalupe, no sólo el Guadalupe y Guaduas son inversos sino también el Bogotá y en gran parte la Arenisca de La Regadera. Por lo que a la Arenisca de La Regadera se refiere, esta es completamente inversa al S de la quebrada de Yomasa; al N de dicha quebrada es inversa solo en su parte basal y va pasando a una posición normal hacia el techo; más al N es ya normal en su totalidad, pero se trata ya de un sector próximo al cerro de Guadalupe. La formación Usme no presenta nunca inversiones.

Así pues, a las conclusiones alcanzadas en el estudio realizado en 1961 (a) se puede añadir una conclusión y es que tanto las inversiones parciales como las que afectan a la totalidad de un flanco alcanzan su mayor desarrollo en el Guadalupe y están cada vez menos desarrolladas al ir ascendiendo por la sucesión estratigráfica, faltando completamente en la formación Usme.

El carácter incompleto de la sucesión estratigráfica en los flancos inversos, en el contacto Guadalupe-Guaduas.—Sobre este hecho se ha llamado la atención en trabajos anteriores (Julivert 1961, c; 1963), por la importancia que tiene para una interpretación estratigráfica correcta. En estos trabajos anteriores se señaló también que cabían dos interpretaciones distintas. De una parte invocando la presencia de una falla; de otra parte pensando en que los niveles altos del Guaduas se apoyaran discordantemente sobre el Guadalupe; cortando además los niveles superiores del Guadalupe.

La existencia de una falla asociada a las inversiones parece lógica; se trataría de anticlinales recorridos por una falla a todo lo largo de su flanco; esta falla se situaría constantemente en el límite Guadalupe-Guaduas debido al contraste litológico. Por otra parte ya se ha indicado cómo algunos flancos, como el flanco W del anticlinal de San Miguel, son escalones comparables a las fallas con su labio occidental hundido; según esto no sería de extrañar la asociación de fallas con estos flancos. No obstante el carácter incompleto de la sucesión en el límite Guadalupe-Guaduas no está limitado a esta clase de flancos, sino que se presenta siempre que hay una inversión, tanto hacia el W como hacia el E. Así por ejemplo, en ambos flancos del anticlinal de Soacha y del sinclinal del valle del Soacha. El problema de definir la presencia o no de una falla a lo largo de estos flancos estriba en que en muchos casos no es posible su observación directa. No obstante hay varios casos en que la presencia de la falla es clara. Donde la presencia de una falla a lo largo de un flanco es más clara es a lo largo del flanco W del anticlinal de Soacha, la desaparición del anticlinal hacia el S permite además que la falla quede individualizada y se manifieste con toda claridad. La presencia de una falla es también clara al W del anticlinal de Chebá, a lo largo del límite entre el Guadalupe de su flanco W y el Guaduas del sinclinal del valle del Soacha. Al igual que en el caso anterior la falla cobra individualidad hacia el S al desaparecer el anticlinal de Chebá. No obstante, en ambos casos no es sólo hacia el S que se manifiesta la falla; por lo que al anticlinal de Soacha se refiere la falla es también visible hacia el N, a lo largo de su flanco W. Respecto al anticlinal de Chebá, hacia el extremo N del afloramiento de Guaduas del valle del Soacha la falla es también bien visible a lo largo de una de las pequeñas quebradas que descienden del anticlinal de Chebá, quebrada que sigue por un corto trayecto a lo largo de la falla; en esta quebrada las condiciones de afloramiento son buenas y el carácter fallado del contacto es visible.

Los otros dos flancos de la región meridional con inversiones importantes hacia el W, o sea en el mismo sentido que los descritos, son los flancos occidentales de los anticlinales de San Miguel y de Bogotá. En ellos se presenta también la falta de niveles en el límite Guadalupe-Guaduas, pero las condiciones de afloramiento no permiten la observación directa de la falla. Su presencia a lo largo del flanco W del anticlinal de San Miguel puede aceptarse con excepción de su extremo N y se relacionaría con el carácter de escalón que tiene este flanco; hacia el N perdería salto hasta desaparecer; en el extremo N la falla desaparecería ya que la sucesión estratigráfica se hace completa y además la terminación periclinal que se dibuja en el sector de Granada no parece afectada por falla alguna, por lo menos de cierta importancia.

Respecto al flanco W del anticlinal de Bogotá, no se puede observar tampoco directamente la presencia de una falla, pero puede también aceptarse dicha interpretación. En esta forma aparecen los cortes dados para esta región y el mapa tectónico, aunque en los mapas 1:25.000 no se haya marcado la falla en el contacto.

Al N de la Sabana podría pensarse también en una falla recorriendo por el W la Serranía de Chía, es decir en relación con el flanco W del anticlinal que la forma; posibilidad que señaló ya Bürgl (1959 b).

Hasta ahora se ha señalado la relación entre fallas y flancos inversos occidentales de anticlinales; no obstante, aunque la asimetría de las estructuras de la Sabana da lugar a que las inversiones sean más frecuentes en los flancos occidentales de los anticlinales que en los orientales, también en estos últimos hay inversiones de importancia (ej.: anticlinal de Soacha; sector de Mochuelo) y también, asociados a ellas hay falta de niveles en el contacto Guadalupe-Guaduas.

En unos pocos casos y en sectores muy limitados esta falta de niveles puede deberse simplemente a recubrimiento por parte de la masa colapsada. Así por ejemplo, en la serranía de Chía, en el sector de La Balbanera la masa de plaenens colapsada recubre niveles más altos del Guadalupe; otro tanto ocurre en Usaquén, al W del Cerro de La Cruz (Julivert, 1961 c; fig. 6). De todos modos, en ambos casos se trata de un fenómeno de amplitud limitada que no puede explicar la falta de un espesor grande de sucesión sino sólo enmascaramientos locales de la misma.

En muchos casos la ausencia de niveles es tan importante que hace falta invocar la presencia de una falla. Tres son los flancos que pueden ilustrar este caso; el flanco oriental del anticlinal de Soacha, el sector de Mochuelo y el contacto Guaduas-Guadalupe al W del área carbonífera del Salto del Tequendama. Por lo que se refiere al flanco oriental del anticlinal de Soacha y el sector de Mochuelo, el espesor de sucesión ausente es muy notable; en el Guadalupe falta parte de la Arenisca de Labor y la Arenisca Tierna y en el Guaduas falta toda su parte inferior y media probablemente hasta la Arenisca Lajosa, en Soacha y en Mochuelo hasta por encima de esta arenisca. Esto representa un espesor del orden de los 500-600 m. En la región del Salto del Tequendama el espesor ausente es menor.

Un hecho notable a señalar en ambos casos es que mientras las fallas asociadas a los flancos occidentales de las anticlinales de Soacha y Chebá se continuaban hacia el S al desaparecer los dos anticlinales con los que estaban asociadas hacia el N, las fallas que se están considerando ahora desaparecen longitudinalmente en un corto espacio. Estas fallas no se prolongan más allá de los pliegues con los que están asociados e incluso puede decirse que su longitud es menor que la de los flancos a los que acompañan. Al contrario, las dos fallas asociadas a los flancos occidentales de los anticlinales de Soacha y Chebá se prosiguen mucho más al S del punto en que estos pliegues desaparecen; su longitud es mayor que la de los pliegues a los que están asociados. Puede pues, concluirse que mientras estas fallas son accidentes importantes, posiblemente profundos, las fallas asociadas al flanco E del anticlinal de Soacha y al límite Guaduas-Guadalupe al W del afloramiento de Guaduas del Salto son accidentes menos importantes y posiblemente superficiales.

En algunos casos estas fallas pueden asociarse al fenómeno de colapso. Esta interpretación es aplicable especialmente al área del Salto.

En este sector la falla que se sitúa en el límite Guadalupe-Guaduas no es más que una exageración del fenómeno de colapso. Su formación queda ilustrada en la figura 29; la formación por colapso de un pliegue tum-

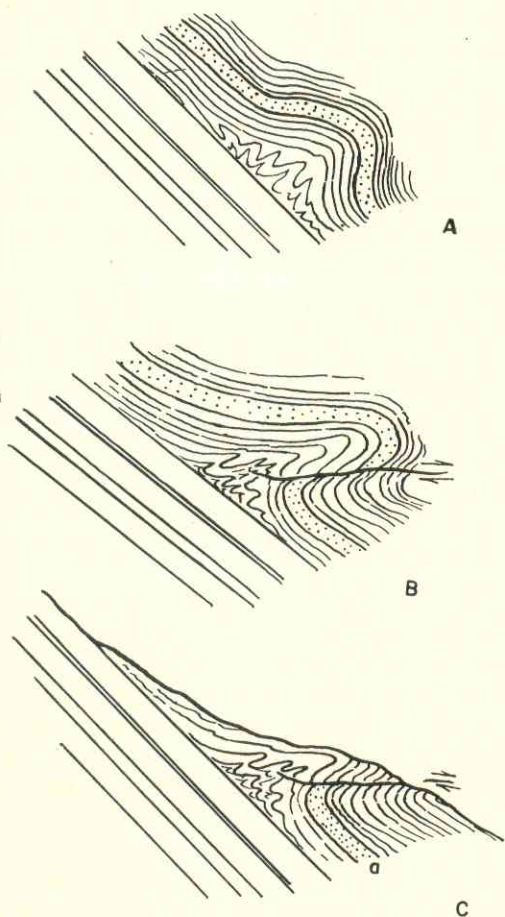


Fig. 29. — Formación de una falla asociada a una inversión por colapso gravitacional. A, iniciación del deslizamiento gravitacional. B, desarrollo de la estructura por colapso con formación de una pequeña falla. C, erosión y formación de la superficie topográfica actual, el nivel *a* no aflora en superficie.

bado hacia el área deprimida se ve exagerada por la aparición de una falla cortando su flanco inverso. Esta falla es un fenómeno de superficie que se atenúa en profundidad.

En la formación de una falla por este mecanismo hay una relación de escalas entre la masa que se desliza por gravedad y la importancia de la falla. Donde este mecanismo es más claro es en el sector del Salto; en otros

puntos donde las estructuras son de mayor envergadura cabe preguntarse sino hay también otros mecanismos en acción. Sobre este punto se hablará más adelante al analizar los mecanismos que han intervenido en la formación de las estructuras descritas.

La otra explicación posible del carácter incompleto de la sucesión estratigráfica en el límite Guadalupe-Guaduas es pensar en que la parte alta del Guaduas pueda estar discordante sobre el Guadalupe. El hecho de que se haya reconocido la presencia de fallas a lo largo del contacto Guaduas-Guadalupe no invalida totalmente esta otra interpretación ya que ambos fenómenos pueden coexistir, en cuyo caso la presencia de una discordancia haría necesario un salto de falla menor.

Ya se ha visto, al tratar de las discordancias presentes en el terciario del sinclinal de Usme que se reconoce una gran discordancia progresiva a partir de la formación Bogotá. Ahora bien, cabe preguntarse si ésta discordancia progresiva no se ha podido iniciar antes, es decir en el Guaduas. Dos hechos pueden invocarse en apoyo del principio de una deformación activa en el Guaduas. En primer término es en esta formación donde tienen lugar en la sucesión estratigráfica los cambios que marcan la profunda diferencia existente entre los sedimentos cretácicos y terciarios (Julivert 1963), cambios que pueden relacionarse con el principio del proceso orogénico. En segundo lugar, en otras áreas como en el valle Medio del Magdalena las discordancias empiezan a manifestarse en niveles que estratigráficamente deben equivaler aproximadamente al Guaduas. No obstante hay que señalar que en ningún punto, dentro del área de la Sabana se ha podido demostrar la presencia de discordancias por debajo de la formación Bogotá.

Los trazados de las bóvedas anticlinales.—Sobre la formación de los trazados de las bóvedas anticlinales se insistió ya en un trabajo anterior (Julivert 1961, c). Las conclusiones alcanzadas en este trabajo se confirman al ser aplicadas a los otros anticlinales de la Sabana de Bogotá.

En el trabajo citado se comparaban los trazados de la bóveda del anticlinal de Bogotá en distintos sectores a lo largo de su eje y se llegaba a la conclusión de que sus flancos habían jugado independientemente, con posterioridad a la destrucción de la bóveda por erosión.

Si se estudian los anticlinales de Chebá y de Soacha se llega a idénticas conclusiones. Por lo que hace referencia al anticlinal de Chebá, se observa que mientras hacia el S, donde la bóveda se encuentra conservada, el anticlinal tiende a ser recto y solo presenta inversiones parciales; en cambio hacia el N, donde la bóveda ha sido erosionada se presentan inversiones que afectan a todo el Guadalupe y si se reconstruyen teóricamente las bóvedas resulta un trazado muy exagerado y que nunca se encuentra en los casos en que la bóveda está conservada. Además esto significaría un alargamiento brusco de la longitud del arco anticlinal imposible de explicarse.

Así pues, tal como ya se concluyó para el anticlinal de Bogotá, hay que tener en cuenta que las reconstrucciones de los anticlinales de la Sabana no representan formas reales de pliegues. La explicación de estos hechos es que los pliegues de la Sabana por lo menos durante las últimas etapas de su formación, se han movido después de que su bóveda había sido ya erosionada.

El sinclinal del valle del Soacha aporta también datos al respecto; en efecto, ya al hacer su descripción se indicó que su forma cerrada, desarrollada en el Guaduas, era incompatible con la existencia por encima del Guaduas de la espesa serie que significaría la sucesión terciaria completa hasta el Usme. El estudio del terciario del sinclinal de Usme puso de manifiesto la existencia de una serie de discordancias que representan en realidad una gran discordancia progresiva desarrollada por lo menos a partir de Bogotá. Ya se indicó también como, cuando localmente se daban condiciones que determinaban la existencia de una erosión, el proceso diastrófico, que se desarrollaba en forma continua, se registraba por una discordancia angular.

Al igual que ocurre en el valle Medio del Magdalena (Julivert 1961 b) hay que pensar que la erosión actúa más intensamente en las áreas anticlinales, como es el área comprendida entre los sinclinales de Fusagasugá y de Usme, que a pesar de su estructura compleja (cortes generales, lam. fuera de texto), aparece como una zona elevada comprendida entre las dos áreas hundidas que forman los dos sinclinales citados. Así pues, las bóvedas anticlinales fueron zonas de depósito menor y además fueron sometidas a erosión intermitente. Más adelante se estudiará la evolución tectónica de la Sabana considerada en el tiempo, partiendo de los datos que aporta el terciario del sinclinal de Usme; no obstante puede adelantarse ya que el Usme nunca se depositó sobre las áreas anticlinales y que desde el principio del Usme el Guadalupe había sido ya erosionado, de la mayoría de bóvedas anticlinales en las que actualmente falta.

MECANISMOS QUE HAN INTERVENIDO EN LA FORMACION DE LAS ESTRUCTURAS DE LA REGION DE LA SABANA

Los mecanismos que han entrado en acción para dar lugar al tipo especial de estructuras que caracteriza la región de la Sabana de Bogotá son los siguientes: Adaptación de la cobertera a deformaciones del zócalo dando lugar a una tectónica de revestimiento. Fenómenos de inyección de masas de sal (halocinesis), cuya presencia se conoce en distintos puntos de la Sabana (Salinas de Zipaquirá, Nemocón, etc.). Fenómenos gravitatorios. A estos tres mecanismos hay que añadir un cuarto factor que es la discontinuidad durante las últimas etapas de la deformación, de los estratos que se estaban deformando, discontinuidad causada por la erosión de las bóvedas anticlinales.

La tectónica de revestimiento: La región de la Sabana de Bogotá es tal vez la parte de la Cordillera Oriental Colombiana donde la cobertera desarrolla en mayor grado una tectónica propia; no obstante, como es lógico ello no excluye la existencia de estructuras cuyo origen es de revestimiento a una tectónica de zócalo. El papel de las deformaciones de zócalo se puede poner de manifiesto analizando el valor de los desplazamientos en vertical. Desde este punto de vista en la región meridional de la Sabana se manifiestan tres áreas, un área hundida, el sinclinal de Fusagasugá, una elevada, situada más al E que comprende la región entre el anticlinal de San Miguel y el flanco W del sinclinal de Usme y finalmente otra región hundida, el sinclinal de Usme.

El carácter de área hundida del sinclinal de Fusagasugá se debe por el buzamiento hacia el E de los estratos hasta alcanzar la inflexión brusca

que forma el flanco E del sinclinal; es decir que el sinclinal de Fusagasugá puede interpretarse como la adaptación de la cobertera a una estructura de zócalo representada por un bloque basculado al E hasta alcanzar una falla que lo corta bruscamente, falla que elevaría su labio oriental. La adaptación de la cobertera a esta estructura daría lugar a la estructura asimétrica, con su flanco W suave y su flanco E abrupto, que es el sinclinal de Fusagasugá.

Esta estructura de zócalo que en su repercusión en la cobertera da lugar a pliegues asimétricos es frecuente en la Cordillera Oriental. En ella la relación entre las estructuras del zócalo y de la cobertera es una relación directa. Por otra parte la tectónica de zócalo formada por un conjunto de fallas con sus labios hundidos orientados hacia el mismo lado y limitando dovelas basculadas es también una tectónica común con otras áreas de la Cordillera Oriental. Puede afirmarse que desde la región del anticlinal de San Miguel hacia el W la tectónica de zócalo se caracteriza por la existencia de un basculamiento general del zócalo, que se va hundiendo hacia el E y elevando hacia el W. Este zócalo está además cortado por una serie de fallas que hundan sus labios occidentales. Esta estructura se prosigue hasta el borde de la Cordillera Central, como puede verse en los cortes publicados por Nelson (1959). Así mismo es también la estructura general más hacia el N, entre la Sabana y la Cordillera Oriental (Raasveldt, 1956; Bürgl, 1961, f. 27).

El flanco E del sinclinal de Fusagasugá (flanco W del anticlinal de San Miguel), representa la adaptación de la cobertera al salto de falla: la región al oriente de este accidente, parece responder aún a la misma disposición del zócalo, especialmente si se observan los cortes más meridionales (cortes VI y VII, lm. f.t.). No obstante, hacia el N, la asimetría del sinclinal de Usme se pierde. En el sector de Mochuelo la asimetría se pierde porque los dos flancos se hacen inversos (corte IV lm. f.t.) y más al N (corte II lm. f.t.) porque los dos flancos se hacen normales. Es difícil precisar por el momento la estructura exacta del zócalo, que se encuentra varios miles de metros por debajo de las estructuras que se observan en superficie.

No obstante la diferencia en vertical entre la posición de una superficie de referencia cualquiera (por ejemplo la superficie de contacto Guadalupe-Villeta) debajo del sinclinal de Usme y debajo del área al W del mismo es tan grande que permite afirmar que por lo menos en parte es un reflejo de una estructura de zócalo.

Por lo que hace referencia a las fallas que cortan la región elevada, las desnivelaciones que producen son escasas, una interpretación posible es que se trate de accidentes de zócalo de orden menor y probablemente muy atenuados ya. En apoyo de esta interpretación está la disposición de los labios hundidos de las fallas (cortes VI y VII lm. f.t.).

Así pues, desde el punto de vista de la tectónica de zócalo se distinguen en el área meridional de la Sabana tres unidades distintas que denominadas por las estructuras de cobertera que crean, son: El sinclinal de Fusagasugá, el sinclinal de Usme y el área elevada que forma la amplia región de páramos entre los dos sinclinales.

La diferenciación de estas tres áreas en la tectónica de cobertera es la contribución del zócalo a la estructura de la Sabana.

La halocinesis.—No es posible hacer una interpretación de la tectónica de la Sabana dejando a un lado el papel que pueden haber jugado los fenómenos holocinéticos. Es cierto que es imposible, careciendo de datos de subsuelo, determinar la importancia que pudo tener la halocinesis en la formación de las estructuras de la Sabana, no obstante la existencia de inyecciones de masas salinas es un hecho, como lo demuestran las sales de Zipaquirá, de Nemocón (Scheibe, 1934 c) y de varias otras localidades de la Sabana.

Un hecho se conoce de estas sales y es su relación con los anticlinales. Hubach (1957, a) en su mapa de la Sabana de la localización de las manifestaciones de sal conocidas y en todos los casos se ve una relación directa con las áreas anticlinales. Así, el domo de Zipaquirá, el más importante, está en relación con el anticlinal de Chía-Zipaquirá.

Desgraciadamente el conocimiento de los domos de sal de la Sabana termina con esto. Se ignora el nivel estratigráfico del que proceden las sales; Hubach (1962, c) supone que proceden del cenomanense y Bürgl (1961) del Jurásico. En realidad ninguna de estas opiniones está firmemente sustentada y el problema queda por resolver. Otro hecho que se desconoce es la forma de los domos; es decir si se trata de masas de planta más o menos circular o si pueden ser domos alargados, del tipo de los descritos en el N de Alemania por Trusheim (1960).

No obstante, a pesar de la falta de datos sobre los domos de sal no puede desconocerse su importancia, como atestiguan tanto el número de manifestaciones, como las dimensiones del domo de Zipaquirá, puestas de manifiesto por su explotación y su presencia en varias localidades de la Sabana.

La Gravedad.— La acción de la gravedad puede reconocerse en muchos puntos de la cordillera Oriental, pero en ninguno de ellos tiene un papel tan destacado como en la región de la Sabana; en ella las estructuras por colapso alcanzan unas proporciones considerables, tal en la región de Usaqué, o de La Balbanera.

Estas estructuras por colapso alcanzan su máximo desarrollo en el Guadalupe, especialmente en el nivel de plaeners, aunque las hay también en otros niveles, así en el sinclinal del valle del Soacha alcanzan un desarrollo notable en el Guaduas.

Las estructuras que se pueden atribuir a la gravedad o en cuya formación la gravedad jugó parcialmente un papel son las siguientes:

Inversiones de determinados niveles, principalmente del de plaeners, en los flancos de los pliegues. Estas inversiones pueden llegar a ser muy importantes y se originan por deslizamiento según las superficies de estratificación, formándose un pliegue tumbado hacia la parte deprimida, pliegue cuyo flanco normal casi siempre ha desaparecido (fig. 30, a) ya sea por erosión, ya sea porque todo el paquete haya tomado posición inversa. Este es el mecanismo que da lugar a las inversiones de Usaqué, donde ya fue descrito (Julivert 1961, c) y de La Balbanera, en la serraña de Chía.

Formación de fallas por estiramiento y rotura en relación con el flanco inverso de las estructuras formadas según el mecanismo anterior (fi. 30, b).

Deslizamiento de paquetes de estratos en posición normal (fig. 30, c). Este es un fenómeno menos frecuente y da estructuras de menor envergadura, se ha observado en Usaquén y en el flanco E del sinclinal de Fusagasugá.

Inversión por gravedad de capas que han sido llevadas por otras causas hasta la vertical o acentuación de inversiones cuyas causas primarias no son gravitatorias (fig. 30, d.). En este grupo, hay que colocar la mayor parte de los flancos inversos, es decir del tipo de inversiones que se han denominado totales. Estos flancos fueron elevados posiblemente por otras causas que se analizarán más adelante a una posición vertical o ligeramente inversa y luego la gravedad, al ser erosionada su bóveda y quedar los flancos libres los fue llevando o ayudó en buena parte a llevarlos hasta la posición netamente inversa actual.

Replegamientos en un paquete que resbala por gravedad. Cuando en un flanco se produce el deslizamiento de un paquete de estratos y el flanco es largo y poco abrupto, puede producirse un replegamiento a pequeña escala. Las características de los pliegues son semejantes a las de las inversiones a mayor escala producidas por el mismo mecanismo pero su desarrollo es menor y por tanto en vez de inversiones se producen replegamientos de detalle. Este tipo de estructuras han sido observadas en la región de Meisen en la parte N del flanco occidental del sinclinal de Usme (fig. 30, e).

Inversiones producidas por presión de una masa que desliza por gravedad. Es muy frecuente en la Sabana que capas que se mantienen en posición normal, en su parte más superior, donde quedan truncadas por la erosión se doblen y adquieran posición inversa. Hay casos en que la parte que se dobla es tan pequeña que difícilmente puede pensarse que pudo tener un peso y una longitud suficientes para doblarse según alguno de los mecanismos descritos. En algunos casos se trata simplemente de una pequeña parte de una estructura mayor, destruida por la erosión, pero en otros casos la inversión se debe a la presión de una masa mayor que ladera arriba sufre un deslizamiento importante (fig. 30, f).

Horizontalización de fallas. Ya se ha visto cómo los flancos inversos están recorridos longitudinalmente por fallas y cómo en las inversiones ha jugado un papel la gravedad. Ahora bien, ambos fenómenos interfieren; la gravedad al dar lugar al colapso de los flancos no sólo invierte la posición de los estratos sino que horizontaliza las fallas ligadas a estos flancos. Por ello es muy frecuente que el Guadalupe a un lado de la falla sea inverso y notablemente tendido mientras el Guaduas al otro lado sea vertical, o bien si es inverso lo sea en menor grado. La falla que separa a ambos es de superficie notablemente tendida pues ha sufrido también colapso (fig. 30, g).

De todos los fenómenos indicados se deduce que el papel principal de la gravedad en el área de la Sabana ha sido el de dar lugar a inversiones. Esto es debido a las condiciones en que la gravedad actúa en esta área. A este respecto el papel de la gravedad y de la erosión están muy ligados. No se trata en la región de la Sabana de una tectónica gravitativa en gran escala, sino de la modificación por gravedad de estructuras en cuya formación intervienen otras causas. Por ello la gravedad actúa localmente, en puntos en los que los estratos tienen una pendiente adecuada y en los

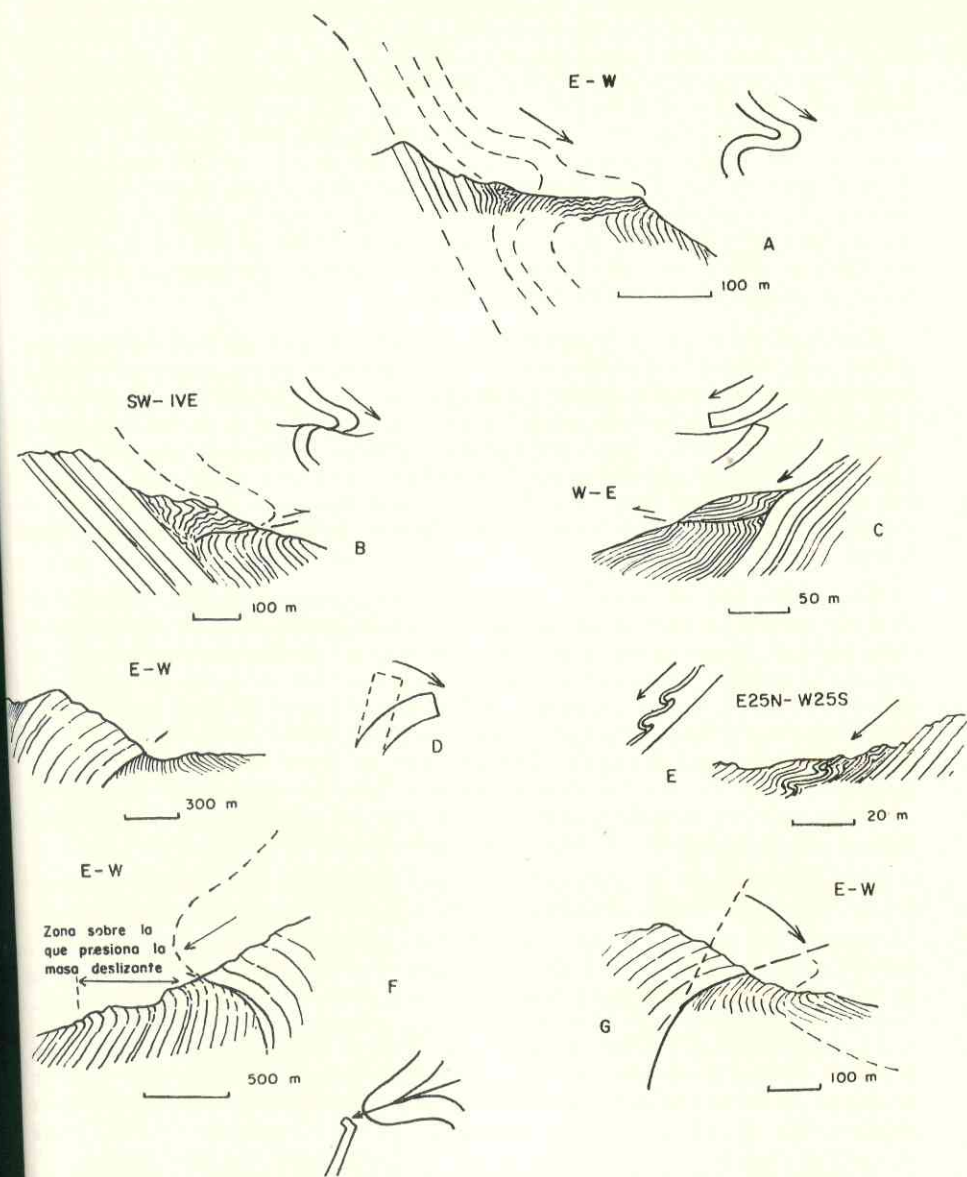


Fig. 30. — Tipos de estructuras gravitacionales o en las cuales la gravedad ha jugado un papel importante, que se presentan en La Sabana de Bogotá (ver explicación en el texto, fig. 89). A, alrededores de Usaquén. B, región del Salto del Tequendama. C, alrededores de Usaquén. D, caso aplicable en mayor o menor grado a la mayoría de flancos con inversiones totales, aunque la interferencia de los demás mecanismos, dificulta precisar en cada caso particular el papel jugado por la gravedad. E, Tunjuelito (ver. fig. 24). F, flanco W del sinclinal de Usme. G, vertiente W del valle del río Soacha.

cuales la erosión ha creado unas condiciones topográficas adecuadas para que se produzcan colapsos. No hay que olvidar que todas las estructuras descritas se deben en definitiva a colapso. Así pues, la acción de la gravedad se localiza en los flancos de los pliegues, por otra parte la acción de la gravedad sobre estos flancos se produce casi siempre sin que los paquetes que se deslizan pierdan su unión por la parte inferior, con el resto de la estructura. No se trata por tanto de paquetes que deslicen libremente sino de paquetes que deslizan manteniendo fijo su extremo inferior. En estas condiciones la única evolución posible es la formación de inversiones. Sólo raramente se desarrolla una falla en relación con el flanco inverso (fig. 30, b) pero esto no llega a dar lugar al deslizamiento de un paquete importante en posición normal. Los únicos casos en que esto último ha sido observado se refieren a estructuras de dimensiones muy pequeñas (fig. 30, c).

La erosión.—Ya se ha indicado que el papel de la gravedad y la erosión están muy ligados en el área de la Sabana. Por consiguiente la erosión está ligada a los fenómenos de inversión; así por ejemplo, en el anticlinal de Chebá el sector en que el flanco W es inverso es el mismo en el que la bóveda anticlinal ha sido erosionada. La misma relación puede encontrarse en el anticlinal de Bogotá-Usaquén y en muchas estructuras más.

No obstante el hecho de que entre el papel de la erosión y la gravedad exista una relación, no debe impedir ver la influencia que puede tener la erosión sobre otros procesos.

Así por ejemplo, el hecho de haber actuado la erosión, destruyendo las bóvedas anticlinales y rompiendo por tanto la continuidad del nivel resistente que representa el Guadalupe, significa haberse creado unas condiciones frente a cualquier nueva deformación, muy diferentes a las existentes con anterioridad a la erosión. Lutaud (1935, 1957) ha puesto de manifiesto el papel de la erosión en la creación de diversas estructuras en Provenza. Con respecto a la halocinesis la erosión da lugar a una descarga de peso y por tanto puede crear puntos o áreas favorables al ascenso de domos. En sentido inverso pero dando la misma resultante actúa la sedimentación. Así, mientras las áreas anticlinales se descargaban de peso, en las áreas sinclinales el peso era cada vez mayor.

Así pues, la existencia de una erosión crea unas condiciones de deformación diferentes a las que hubieran existido de no producirse y no sólo la gravedad sino cualquier agente de deformación se ve afectado por ello.

El papel relativo de los distintos mecanismos. Conclusiones.—Los mecanismos que acaban de describirse actuaron conjuntamente en la formación de las estructuras de la Sabana. Así pues, cada estructura es el resultado de la acción de varios procesos distintos, cuya importancia relativa varía de unas estructuras a otras y en muchos casos es difícil de evaluar.

Sin descender al estudio particular de cada estructura, difícil de llevar a cabo con éxito por la incógnita que representan las inyecciones salinas para la mayoría de las estructuras de la Sabana, puede hacerse un ensayo de orden más general.

En líneas generales puede asignarse al papel del zócalo no sólo la formación de las tres grandes áreas que se diferencian en el extremo S de la

Sabana (sinclinales de Fusagasugá y de Usme y área elevada que los separa), sino también el carácter asimétrico de las estructuras, especialmente de las del tipo sinclinal de Fusagasugá-anticlinal de San Miguel y también de las fallas del tipo de las que se presentan en la región del páramo de Los Colorados. Ahora bien, el carácter asimétrico de las estructuras, por lo menos tal como se observa en la actualidad, no es sólo un efecto de la tectónica del zócalo. Otros mecanismos pueden haber contribuido a acentuarla; entre ellos especialmente la gravedad. El carácter asimétrico de los pliegues de revestimiento significaba que uno de los flancos fuera más abrupto que el otro y por tanto que la acción de la gravedad estuviera más favorecida sobre un flanco que sobre el otro. De este modo en el flanco abrupto se desencadenaban colapsos que podrían dar lugar a los distintos tipos de inversiones locales descritas al tratar de la acción de la gravedad (fig. 30, a, b, c) o bien podían dar lugar a inversiones totales del flanco (fig. 30, d).

No hay que pensar, con base en lo que acaba de decirse que toda inversión es exclusivamente gravitacional. La adaptación de la cobertera a una falla inversa de zócalo puede dar lugar por sí sola a flancos inversos. Así por ejemplo, una falla inversa (fig. 31) que da lugar a un acortamiento l y cuya componente vertical es h repercutirá en un nivel de la cobertera situado a una distancia H por encima del zócalo ocasionando a la vez una desnivelación y un acortamiento. Si, tal como se ha representado en la fig. 31, el valor de l sobrepasa al de h , podrá formarse un pliegue; en la figura el arco del anticlinal entre A y B ha sido trazado de acuerdo con la separación que existía entre A y B antes de producirse la falla. Si la longitud es suficiente y el arco es por tanto suficientemente pronunciado pueden formarse flancos inversos; flancos cuya inversión puede ser acentuada por gravedad una vez la erosión ha destruido la bóveda anticlinal.

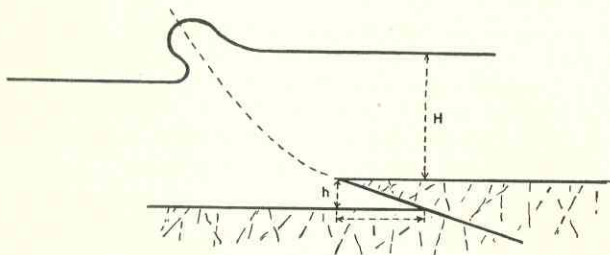


Fig. 31. — Falla de zócalo y pliegue de cobertera con un flanco inverso.

Este es un ejemplo de contribución tanto de la tectónica de revestimiento como de la gravedad en la formación de un pliegue asimétrico, con inversiones en gran escala localizadas sólo en un flanco, aunque en el otro puedan existir también colapsos menores. El anticlinal de San Miguel puede interpretarse de este modo.

Para el desencadenamiento de fenómenos gravitativos se necesita una pendiente. Acaba de verse cómo la tectónica de revestimiento puede crear las condiciones adecuadas para que se produzcan deslizamientos por gravedad, no obstante hay otro mecanismo que puede también conducir al mismo resultado, este mecanismo es la halocinesis. La elevación de un

domo de sal da lugar a la formación de una curvatura, de un anticlinal por encima del domo, en el que pueden desencadenarse fenómenos gravitativos.

Se ha visto ya como los pocos datos de que se dispone sobre los domos de sal de la Sabana indican una relación directa con los anticlinales. Es bien sabido que la sal no sólo es capaz de formar domos por sí sola, por simple diferencia de densidad sino que al dar lugar a zonas con subsidencia y zonas con tendencia a la elevación resultantes respectivamente de la expulsión y la acumulación de la sal, es capaz de controlar la evolución tectónica y sedimentaria de la cobertera. El estudio realizado por Trusheim (1960) sobre la cuenca N de Alemania ilustra perfectamente estos fenómenos.

Para el área S de la Sabana la sal debe haber sido totalmente expulsada de áreas tales como los sinclinales de Fusagasugá y de Usme. Por el contrario deben existir acumulaciones en el área comprendida entre los dos sinclinales. Es completamente imposible asegurar sin datos de subsuelo cual es la distribución de la sal en dicha área. No obstante y a título simplemente de posibilidad pueden señalarse como áreas más posibles los anticlinales de Soacha y Chebá y especialmente el anticlinal de Mochuelo que es una estructura de forma casi de un domo.

Al considerar la posible acción de la sal en la tectónica de la Sabana no debe olvidarse que en la Sabana existe una tectónica de zócalo y de revestimiento que debe interferir con los fenómenos halocinéticos. La relación directa entre sal y anticlinales habla a favor de esta interferencia. Así pues, puede pensarse que los fenómenos de inyección han seguido las directrices trazadas por esta tectónica de zócalo y de revestimiento. La influencia de las estructuras de zócalo y revestimiento en el fenómeno halocinético se produciría; en primer lugar porque la formación de un anticlinal en la cobertera, resultante de la adaptación a una falla, favorecería la acumulación local de sal y por tanto el desencadenamiento de las inyecciones salinas; en segundo lugar porque la distribución escalonada y basculada de los bloques reguló la distribución de las principales áreas de sedimentación (Fusagasugá, Usme) y por tanto de mayor presión por parte de los sedimentos. Finalmente porque en las áreas anticlinales, incluyendo también las que pueden haberse formado principalmente por halocinesis, la sedimentación fue menor y además la erosión fue actuando en ellas intermitentemente.

Hay que señalar, finalmente, que no debe pensarse que no pueden existir anticlinales o domos en los que la halocinesis ha tenido un papel más importante que la tectónica de zócalo. Del mismo modo, no debe creerse que todo anticlinal de la Sabana debe tener su núcleo salino. Las consideraciones que se han hecho sobre el papel de la halocinesis en la Sabana deben ser tomadas de un modo general. Sólo cuando se disponga de datos de subsuelo se podrá intentar definir en toda su extensión el papel de las sales en la tectónica de la Sabana.

En cuanto a la erosión, su papel ha sido señalado ya indirectamente al analizar los otros mecanismos. Su influencia se ejerce, sobre los fenómenos gravitativos, favoreciéndolos con la erosión de las bóvedas anticlinales. A este respecto es interesante el flanco E del anticlinal de Soacha, especialmente en el corte según la quebrada Hato Viejo. El miembro del Raizal, cuya bóveda está conservada, no presenta inversiones; en cambio el Nivel

de *placners*, la Arenisca de Labor y la Arenisca Tierna, que no se conserva en la bóveda anticlinal, están en posición inversa, cada vez más acentuada desde los *placners* hasta la Arenisca Tierna. Si se reconstruye el pliegue tomando la Arenisca Tierna como base la forma del anticlinal resultante es completamente distinta del anticlinal que dibuja el Miembro del Raizal. La erosión influye también sobre la halocinesis al descargar las anticlinales que son las áreas de inyección.

Finalmente, la erosión al romper la continuidad de la formación Guadalupe, que forma un nivel resistente, director del plegamiento en el área de la Sabana, crea unas condiciones mecánicas especiales frente a cualquier tipo de deformación posterior. A esto puede atribuirse la forma estrecha de algunos anticlinales, el de Chebá por ejemplo. En el anticlinal de Chebá el núcleo es algo extrusivo; si este anticlinal tiene un núcleo salino, cosa que se desconoce, este núcleo puede guardar relación con el carácter extrusivo, pero hay que tener también en cuenta que los flancos inversos formados por las Areniscas del Guadalupe son doblemente discontinuos; con respecto al otro flanco por erosión de la bóveda, con respecto al sinclinal por la falla que los bordea, así el flanco es una masa dura en cierto modo aislada entre sedimentos poco consistentes. No hay que olvidar que en sus últimas etapas la deformación se encontró con estas condiciones mecánicas y no con capas continuas transversalmente a las estructuras. Así pues, muchos de los anticlinales han sufrido un estrujamiento del núcleo pizarroso entre sus flancos más resistentes. El anticlinal de Chebá ilustra bien estas condiciones.

A todo lo dicho hay que añadir solamente que la presencia de la formación Guadalupe, que constituye un paquete de 500-600 m de espesor de materiales duros entre espesores muy grandes de materiales de tipo arcilloso es otro elemento importante en el desarrollo del tipo de estructuras de la Sabana. Estas estructuras nunca se hubieran formado en una sucesión uniformemente consistente (areniscas, calizas, etc.) o uniformemente lutítica. No hace falta insistir mucho más sobre el particular; es evidente que sin la existencia de la formación Guadalupe muchos de los procesos descritos no se habrían producido o habrían tenido lugar con una intensidad menor o dando como resultado estructuras con características diferentes.

EL DESARROLLO DE LA DEFORMACION EN EL TIEMPO

Como último problema queda el de situar en el tiempo las deformaciones descritas. A este respecto es el sinclinal de Usme el que proporciona un mayor número de datos.

Los datos a partir del sinclinal de Usme.—A pesar de la coincidencia al parecer notable que existe entre la dirección de las estructuras en el cretácico y en el terciario, basta observar los mapas o los cortes geológicos para darse cuenta del desarrollo de la discordancia terciaria.

La enumeración de las discordancias observadas ha sido hecha ya; igualmente se han indicado las razones existentes para creer en una deformación continua que posiblemente empezó en el Guaduas pero cuyo registro no se observa en forma clara sino a partir del Bogotá. Si además se obser-

van las estructuras representadas en los mapas y en los cortes se ve que los pliegues son mucho más apretados en las áreas cretácicas que en las terciarias y que las inversiones son también mucho más fuertes. Ya se indicó cómo hay que considerar que la orogénesis se ha desarrollado en forma continua por lo menos desde el Bogotá y posiblemente desde el Guaduas.

Lo que interesa precisar ahora es en qué momento se originaron algunas de las estructuras que caracterizan la Sabana.

El hecho de que el flanco E del sinclinal de Usme, en posición inversa, sea fosilizado por la formación Usme, que nunca se presenta invertida indica que las inversiones importantes fueron anteriores al depósito del Usme, o por lo menos de la parte alta del Usme. Esto no quiere decir que más modernamente los flancos o determinados niveles en los mismos no puedan haber seguido teniendo un movimiento, pero parece ser que el movimiento mayor fue anterior al Usme.

Los fenómenos de inversión en los flancos debieron desarrollarse durante un largo tiempo. El carácter más marcadamente inverso de los flancos formados por la formación Guadalupe respecto a los niveles superiores puede ser debido simplemente a unas condiciones más favorables para desarrollarse fenómenos de inversión (condiciones incluso de posición topográfica), pero también puede ser debido, por lo menos en parte, al mayor período de tiempo durante el cual la formación Guadalupe ha estado sometida a deformación.

La Tectónica en las áreas cretácicas y terciarias.—Existe un contraste bastante marcado entre la tectónica de las áreas cretácicas y terciarias. Mientras las dos grandes áreas terciarias de la zona meridional de la Sabana son simplemente dos sinclinales (de Fusagasugá y de Usme); el área cretácica que separa estos sinclinales es de una complejidad notable. Este hecho, por lo menos en buena parte es consecuencia del carácter progresivamente discordante del terciario.

Las deformaciones del cuaternario.—En toda la Cordillera Oriental el cuaternario está afectado por deformaciones, no obstante la región de Sabanas ofrece algunas particularidades; una de ellas es la misma presencia de las Sabanas. Que el cuaternario de la Sabana está tectonizado, aunque en poco grado, es un hecho conocido desde antiguo. Esta fue la causa de que la formación Tilatá de edad pleistocena, haya sido considerada repetidamente como terciaria, hasta el punto de que más tarde al hacerse evidente su edad moderna, se atribuyó al plioceno pues se tuvo reparo de atribuírle al cuaternario.

La existencia de un cuaternario con algunas deformaciones no tendría por sí solo mucho significado; en Bucaramanga el cuaternario que forma la terraza de este nombre está afectado por los últimos movimientos de la falla del Suárez y llega a estar en posición vertical. Lo que llama más la atención es la existencia de una amplia región de Sabanas que son rellenos lacustres cuaternarios. Estos lagos tienen origen tectónico, de modo que aún sin llegarse a formar estructuras muy acentuadas, hubo una deformación suficientemente generalizada en el cuaternario o a principio del cuaternario para dar lugar a estas depresiones tectónicas. Hay que hacer notar

al respecto que si bien la existencia de cuaternarios deformados no es exclusivo de la Región de Sabanas, los lagos y por tanto las Sabanas están localizadas en un área definida de la Cordillera Oriental.

CONCLUSIONES

La estructura de la Sabana de Bogotá es una estructura plegada que se caracteriza por los siguientes hechos: asimetría de los pliegues; presencia de fallas con sus labios W hundidos; existencia de inversiones en los flancos de los pliegues, especialmente en los flancos occidentales, que suelen ser inversos; existencia de fallas paralelas a los flancos inversos y formas muy exageradas, a veces en abanico si se reconstruyen las bóvedas anticlinales de aquellos pliegues cuya bóveda ha sido erosionada.

Los mecanismos que han entrado en acción para dar lugar a estas estructuras son: la acción sobre la cobertera de una tectónica de fallas de zócalo; la halocinesis; la gravedad; y la erosión destruyendo las bóvedas anticlinales y con ello la continuidad de los estratos.

Todos los mecanismos descritos han interferido entre sí de modo que en la formación de cada estructura ha intervenido más de uno, y a veces todos, los mecanismos descritos.

La tectónica de zócalo es la responsable de la diferenciación en el área S de La Sabana de las tres grandes zonas que presentan fuertes desniveles en vertical entre sí, a saber, el sinclinal de Fusagasugá, el sinclinal de Usme y la región elevada que los separa. La tectónica de zócalo se manifiesta también en las estructuras de revestimiento a que da lugar en la cobertera, un reflejo de esta estructura de zócalo es también el carácter asimétrico de las estructuras de cobertera. La tectónica de cobertera no es simplemente una tectónica de revestimiento; halocinesis y gravedad han dado lugar a estructuras exclusivamente de cobertera, aunque controladas muchas veces por la tectónica de zócalo. La Región de Sabanas es de toda la Cordillera Oriental Colombiana la región en la cual la cobertera desarrolla en mayor grado una tectónica propia.

Ya se ha indicado cómo todos los mecanismos en acción interfieren entre sí y se influyen mutuamente. La tectónica de zócalo es una tectónica de fallas escalonadas con sus labios W hundidos. El zócalo está además basculado de modo que va hundiéndose progresivamente hacia el E hasta ser cortado por una falla. La estructura de revestimiento de la cobertera da lugar a pliegues muy disimétricos con un flanco muy abrupto (el oriental en los sinclinales y el occidental en los anticlinales) y otro suave. La tectónica de revestimiento es capaz por sí sola de dar lugar a inversiones, especialmente en los flancos que representan una adaptación al escalón de falla. No obstante no es este mecanismo el único en determinar las formas de los pliegues. La gravedad es capaz de ir acentuando el carácter inverso de los flancos de los pliegues y también de dar lugar a estructuras por colapso de niveles litológicamente favorables que resbalan según el buzamiento de los estratos en los flancos normales. Así pues, tectónica de revestimiento y gravitativa son responsables a la vez de la forma de muchos pliegues de la Sabana.

Otro mecanismo importante es la halocinesis. La presencia de sales en la Sabana es un hecho conocido desde antiguo. Aunque la falta de datos de subsuelo no permita valorar exactamente este fenómeno, su existencia no puede ser olvidada si se trata de interpretar las estructuras de la Sabana. El desencadenamiento de los fenómenos de inyección salina pudo estar controlado por la tectónica de zócalo, pero a su vez la halocinesis tuvo que determinar muchos de los rasgos estructurales de la Sabana como demuestra el hecho de que el tipo de estructuras de la Región de Sabanas no se presente en otras regiones de la Cordillera Oriental, en las cuáles no se ha reconocido la existencia de sal.

Finalmente hay que destacar el papel de la erosión. La erosión fue destruyendo desde tiempo muy precoz las bóvedas anticlinales, la repercusión en los demás mecanismos puede resumirse como sigue. La erosión de las bóvedas anticlinales favoreció en estas áreas la inyección salina. A la vez la sedimentación aumentaba el peso en las áreas sinclinales.

La erosión de las bóvedas anticlinales dejaba más libres a los flancos para que en ellos se desarrollaran fenómenos gravitativos. Finalmente, al erosionarse las bóvedas se rompió la continuidad en sentido transversal a las estructuras de la formación Guadalupe, único nivel resistente. Por tanto la deformación en sus últimas etapas encontró unas condiciones particulares, los flancos pudieron jugar con independencia entre sí y además los flancos pudieron actuar comprimiendo los núcleos, formados por niveles lutíticos.

Lo que acaba de indicarse debe tenerse en cuenta al trazar las estructuras de la Sabana ya que las formas reconstruídas idealmente de partes erosionadas de los pliegues no representan formas reales de pliegues ya que los flancos, tal como actualmente se conservan finalizaron su evolución, o sea que alcanzaron su posición actual, cuando las bóvedas de los pliegues ya no existían. Todos estos procesos se desarrollaron a lo largo de un largo período de tiempo que abarca prácticamente todo el terciario. En el sinclinal de Usme, donde el terciario está bien conservado existen discordancias angulares, pero si se analiza bien este terciario se observa que en realidad se trata de una gran discordancia progresiva y que la manifestación de las discordancias como un fenómeno angular es un hecho local. Los movimientos han seguido hasta el cuaternario y si bien éste es un hecho general en la Cordillera Oriental, la presencia de sal en la región de Sabanas hace pensar que parte de los movimientos cuaternarios tengan un origen halocinético.

BIBLIOGRAFIA

- AUBOUIN, J., 1953. — Un exemple de tectogénèse en Provence. *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, pp. 230-232, Paris.
- BREISTROFFER, M., 1936. — Sur quelques Céphalopodes du Crétacé de Colombie. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, n. 9, pp. 155-157, Paris.
- BUCH, L. von, 1839. — Pétrifications recueillies en Amérique par Mr. Alexandre de Humboldt et par Mr. Charles Degenhardt.
- BÜRGL, H., 1955 a. — La formación Guadalupe entre Tabio y Chía en la Sabana de Bogotá, *Bol. Geol. Inst. Geol. Nal.*, v. 3, n. 2, pp. 23-55, 4 ls., Bogotá.

- BÜRGL, H., 1955 b. — El anticlinal de Apulo, *Bol. Geol.*, Inst. Geol. Nal. v. 3, n. 2, pp. 2-22, 4 ls., Bogotá.
- BÜRGL, H., 1956. — Catálogo de las Amonitas de Colombia, Parte I. Pulchelliidae, *Bol. Geol.*, Ins. Geol. Nal., v. 4, n. 1, pp. 1-119, Bogotá.
- BÜRGL, H., 1957. — Biostratigrafía de la Sabana de Bogotá y sus alrededores, *Bol. Geol.*, Inst. Geol. Nal., v. 5, n. 2, pp. 113-185, 1 map., 19 ls., Bogotá.
- BÜRGL, H., 1958 a. — El Jurásico e infracretáceo del río Batá, Boyacá, *Bol. Geol.*, Serv. Geol. Nal., v. 6, n. 1-3, pp. 169-211, 20 fts., 4 ls., fts. fósiles, 1 lm., f.t., Bogotá.
- BÜRGL, H., 1958 b. — Estratigrafía y estructura de la región entre Chía y Tenjo, Cundinamarca, *Informe N° 1299*, Serv. Geol. Nal., Bogotá.
- BÜRGL, H., 1958 c. — Geología de los alrededores de Subachoque, Cundinamarca, *Informe N° 1264*, Serv. Geol. Nal., Bogotá.
- BÜRGL, H., 1959 a. — Sedimentación cíclica en el Geosinclinal cretáceo de la Cordillera Oriental de Colombia, *Bol. Geol.*, Serv. Geol. Nal., v. 7, n. 1-3, pp. 85-118, 9 fs., Bogotá.
- BÜRGL, H., 1959 b. — Estratigrafía y estructura de la región entre Chía y Tenjo, Cundinamarca. (Revisión del informe 1.299), *Informe N° 1331*, Serv. Geol. Nal., Bogotá.
- BÜRGL, H., 1961. — Historia Geológica de Colombia. *Rev. Ac. Col. C. Ex. Fis. Nat.*, v. II, n. 43, pp. 137-191, 41 fs., 4 tbls., Bogotá.
- CAMPBELL, C. J., 1962. — A Guide Book describing a section through the Cordillera Oriental of Colombia between Bogotá and Villavicencio, *Col. Soc. Petr. Geol. Geoph.*, IV Ann. Field. Conf. 29 pp., 1 lm., f.t., Bogotá.
- CLEMENTS, TH., 1946. — Stratigraphic Section East of Bogotá, Colombia. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, v. 30, n. 1, pp. 130-131, Tulsa.
- CLEMENTS, TH., 1940. — The Bogotá Fault, Colombia, South America, *Journal of Geology*, pp. 660-669, 3 fs., Chicago.
- COL. SOC. PETR. GEOL. GEOPHYS., 1961. — Cundinamarca-Boyacá, Muzo Esmerald Mines. *Second Annual Field conference*, 29 pp., 10 fs., Bogotá.
- DIETRICH, W. O., 1938. — Lamelibranchios cretácicos de la Cordillera Oriental. *Est. Geol. Paleont. Cord. Or. Col.*, parte 3: folletos texto, pp. 81-108: folleto láminas, ls., 15-22, Bogotá.
- ESPRIELLA, R. de la y VILLEGAS, H., 1960. — Geología de la carretera Bogotá-Chochí, Serv. Geol. Nal., *Informe 1356*, (inédito), 17 pp., Bogotá.
- GERHARDT, K., 1897. — Beitrag zur Kenntniss der Kreideformation in Columbien, *Neues Jahr. Min. Geol. Pal.*, pp. 118-208, Stuttgart.
- HAMMEN, Th. van der, 1954. — El desarrollo de la flora colombiana en los períodos geológicos. I, maestrichtiano hasta terciario más inferior (una investigación palinológica de la formación Guaduas y equivalentes). *Bol. Geol.*, Inst. Geol. Nal., t. 2, n. 1, pp. 49-106, ls. I-VII y 1-12, Bogotá.
- HAMMEN, Th. van der, 1957. — Estratigrafía palinológica de la Sabana de Bogotá (Cordillera Oriental de Colombia), *Bol. Geol.*, Inst. Geol. Nal., v. 5, n. 2, pp. 182-203, 3 ls., Bogotá.
- HAMMEN, Th. van der, 1958. — Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano Continentales y Tectogénesis de los Andes Colombianos, *Bol. Geol.*, Serv. Geol. Nal., v. 6, n. 1-3, pp. 67-128, 7 ls., f.t., Bogotá.
- HETTNER, A., 1892. — Die Kordillere von Bogota. *Patern Mitt. Erg.*, v. 22, n. 104, 131, pp., 9 fs., 1 lm., cortes, 1 map., Gotha.
- HUBACH, E., 1931 a. — Geología Petrolífera del Departamento de Norte de Santander. *Informe N° 176*, Serv. Geol. Nal., 2 t. texto y 1 t. planchas f. de texto, 417 pp., (inédito), Bogotá.

- HUBACH, E., 1931 b. — Exploración en la región de Apulo-San Antonio-Viotá. *Bol. Min. Petr.*, n. 25-27, pp. 41-60, 1 lm., Bogotá.
- HUBACH, E., 1945 a. (Escrito en 1931). — La formación "Cáqueza" región de Cáqueza (oriente de Cundinamarca). *Comp. Est. Geol. Of. Col.*, t. 6, pp. 23-26, 6 ls., Bogotá.
- HUBACH, E., 1945 b. — Los deslizamientos de Nocaima y datos geológicos de la región. *Comp. Est. Geol. Of. Col.*, t. 6, pp. 11-12, 7 fs., lm. 5, Bogotá.
- HUBACH, E., 1945 c. (Escrito en 1931). — La región de Panga Panga, al noreste de Choachí (Cundinamarca). *Comp. Est. Geol. Of. Col.*, t. 6, p. 35, lm. 8, Bogotá.
- HUBACH, E., 1947 a. (Escrito en 1929). — Abastecimiento de aguas para la hacienda de La Picota, Cundinamarca. *Comp. Est. Geol. Of. Col.*, Serv. Geol. Nal., t. 7, pp. 3-13, 3 ls., Bogotá.
- HUBACH, E., 1947 b. (Escrito en 1929). — Las manifestaciones de petróleo en la región de Gachetá y su influencia sobre las posibilidades petrolíferas de la Sabana. *Comp. Est. Geol. Of. Col.*, t. 7, pp. 15-32, lm. 4, Bogotá.
- HUBACH, E., 1947 c. (Escrito en 1932). — Estudio Geológico de la acequia, Río Blanco de Gutiérrez, destinada al abastecimiento de agua para Bogotá. *Comp. Est. Geol. Of. Col.*, pp. 39-61, 2 fs., ls. 7-11, Bogotá.
- HUBACH, E., 1947 d. (Escrito en 1933). — Exploración Geológica del terreno situado abajo de la confluencia de los riachuelos Tunjuelo y Chisacá, Cundinamarca. *Comp. Est. Geol. Of. Col.*, t. 7, pp. 31-75, ls. 5-6, Bogotá.
- HUBACH, E., 1947 e. (Escrito en 1933). — Proyecto del río Teusacá destinado al abastecimiento de agua para Bogotá, *Comp. Est. Geol. Of. Col.*, t. 7, pp. 63-75, ls. 12-21, Bogotá.
- HUBACH, E., 1957 a. (Escrito en 1951). — Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores. *Bol. Geol.*, Inst. Geol. Nal., v. 5, n. 2, pp. 93-112, 2 ls., Bogotá.
- HUBACH, E., 1957 b. — Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia. *Informe 1.212*, Serv. Geol. Nal., 166 pp., Bogotá.
- HUBACH, E., 1957 c. — Estratigrafía de la cuenca de Fusagasugá y Tibacuy. *Informe 1214* (inédito), Inst. Geol. Nal., 9 pp., 1 f., Bogotá.
- HUBACH, E., y ALVARADO, B., 1932. — Estudios geológicos de la ruta Popayán-Bogotá, *Informe N° 213* (inédito), Serv. Geol. Nal., 132 pp., Bogotá.
- HUMBOLDT, A. von, 1864. — Description du Plateau de Bogota (Melanges de Géologie et de Physique Générale). Imp. Ad. Lainé et J. Havard, Paris.
- JULIVERT, M., 1958. — La morfoestructura de la Región de Mesas al SW de Bucaramanga, *Bol. Geol.*, Univ. Ind. Santander, N° 1, pp. 5-43, 13 fs., Bucaramanga.
- JULIVERT, M., 1961 a. — Observaciones sobre el cuaternario de la Sabana de Bogotá, *Bol. Geol.*, Univ. Ind. Santander, N° 7, pp. 5-36, 12 fs., 2 ls., Bucaramanga.
- JULIVERT, M., 1961 b. — Las estructuras del Valle Medio del Magdalena y su significación. *Bol. Geol.*, Univ. Ind. Santander, N° 6, pp. 33-52, 4 fs., Bucaramanga.
- JULIVERT, M., 1961 c. — El papel de la gravedad y la erosión en las estructuras del borde oriental de la Sabana de Bogotá. *Bol. Geol.*, Univ. Ind. Santander, N° 8, pp. 5-20, 8 fs., Bucaramanga.
- JULIVERT, M., 1962 a. — Estudio sedimentológico de la parte alta de la formación Guadalupe al E de Bogotá (Cretácico superior). *Bol. Geol.*, Univ. Ind. Santander, N° 10, pp. 25-48, 12 fs., 6 ls., Bucaramanga.
- JULIVERT, M., 1962 b. — La Estratigrafía de la formación Guadalupe y las estructuras por gravedad en la Serranía de Chía (Sabana de Bogotá). *Bol. Geol.*, Univ. Ind. Santander, N° 11, pp. 5-21, 4 fs., Bucaramanga.
- JULIVERT, M., 1963. — Estratigrafía y Sedimentología de la parte inferior de la formación Guaduas al S de la Sabana de Bogotá (Cordillera Oriental). *Bol. Geol.*, Univ. Ind. Santander, N° 12, pp. 85-99, 5 fs., Bucaramanga.

- KARSTEN, H., 1858. — Über die Geognostischen Verhältnisse des westlichen Kolumbien, der heutigen Republiken Neu-Granada und Ecuador, Amtl. Ber. über dozz. Versammlung Deutschen Naturforschenden Gessell, in Wien 1851.
- KARSTEN, H., 1886. — Géologie de l'Ancienne Colombie Bolivarienne Venezuela, Nouvelle Grenade et Ecuador. 62 pp., 6 ls., fósiles, 11 cortes geol., R. Friedländer Son. Berlin.
- LUTAUD, L., 1935. — Sur la gênese des chevauchements et écailles de la Provence calcaire, *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 261, Paris.
- LUTAUD, L., 1957. — La tectogénese et l'évolution Structurale de la Provence, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, Nlle. Série, v. 1, pp. 103-112, Paris.
- MERRIT, Ph. L., 1935. — Rasgos Geológicos del sitio de la Represa de La Regadera-Río Tunjelito. *Bol. Min. Petr.*, t. 12, ns. 67-72, pp. 195-218, 10 fs., 4 ls., Bogotá.
- NELSON, H. W., 1957. — Contribution to the Geology of the central and Western Cordillera of Columbia in the sector between Ibagué and Cali. *Leidse Geol. Medel.*, Deel 22, pp. 1-76, 28 fig., 6 pls., Leiden.
- OPPENHEIM, V., 1940. — Glaciaciones cuaternarias en la Cordillera Oriental de la República de Colombia, *Rev. Ac. Col. Ciencias Ex. Fis. Nat.*, v. 4, N° 13, pp. 70-82, Bogotá.
- ORBIGNY, A. D., 1842. — Coquilles et échinodermes fossils de Colombie, recuillis pas M. Boussingault, 64 pp., 6 ls., Bertrand-Levrault, Paris-Strasbourg.
- PORTA, J. de, 1959. — La Terraza de Bucaramanga, *Bol. Geol.*, Univ. Ind. Santander, N° 3, pp. 5-13, 2 fs., Bucaramanga.
- PORTA, J. de, 1961 a. — La posición estratigráfica de la fauna de mamíferos del pleistoceno de la Sabana de Bogotá, *Bol. Geol.*, Univ. Ind. Santander, N° 7, pp. 73-54, 6 fs., Bucaramanga.
- PORTA, J. de, 1961 b. — Algunos problemas estratigráfico-faunísticos de los Vertebrados de Colombia (con una bibliografía comentada), *Bol. Geol.*, Univ. Ind. Santander, N° 7, pp. 83-104, 2 fs., Bucaramanga.
- PORTA, J. de, 1962. — Consideraciones sobre el estado actual de la estratigrafía del terciario en Colombia. *Bol. Geol.*, Univ. Ind. Santander, N° 9, pp. 5-43, 1 f., 5 tbs., Bucaramanga.
- RAASVELDT, H. C., 1956. — Plancha L9 (Girardot), *Mapa Geol. Rep. Col.*, E. 1:200.000, Inst. Geol. Nal., Bogotá.
- RANZONI, G., 1962. — Apuntes acerca de la litología y tectónica de la zona al este y sureste de Bogotá, *Bol. Geol.*, v. 10, ns. 1-3, pp. 59-79, 1 f., Bogotá.
- RIEDEL, L., 1938. — Amonites del Cretácico inferior de la Cordillera Oriental. *Est. Geol. Pal. Cord. Or. Col.*, part 2: folleto texto, pp. 7-80; folleto ls., ls. 3-14, Bogotá.
- ROYO Y GOMEZ, J., 1941. — Datos para la Geología económica del departamento del Huila, *Bol. Min. y Petr.*, Dep. Minas y Petróleos, v. 15, N° 121-144, pp. 147-205, Bogotá.
- ROYO Y GOMEZ, J., 1945 a. — Fósiles del barremitense Colombiano. *Comp. Est. Geol. Ofic. Col.*, t. 6, pp. 455-494, 1 lm., Bogotá.
- ROYO Y GOMEZ, J., 1945 b. — Fósiles Carboníferos e infracretácicos del Oriente de Cundinamarca. *Comp. Est. Geol. Ofic. Col.*, t. 6, pp. 193-246, 6 fr., ls. 27-33, Bogotá.
- SCHEIBE, E. A., 1934 a. — Los carbonos de "El Salto", Depto. Cundinamarca, *Comp. Est. Geol. Ofic. Col.*, t. 2, pp. 299-301, Bogotá.
- SCHEIBE, E. A., 1934 b. — La región de las haciendas "Casa Blanca" y "Terrerós" al sureste de Bosa, Dpto. Cundinamarca, *Comp. Est. Geol. Ofic. Col.*, t. 2, pp. 337-339, Bogotá.
- SCHEIBE, E. A., 1938. (Escrito en 1935). — Estudios geológicos sobre la cordillera oriental de Colombia (Cordillera de Bogotá), *Est. Geol. Pal. Cord. Col.*, 1a. parte, 58 pp., 2 fs., 5 ls., fotos, 1 lm. cortes, 1 map. f.t., E. 1:1000.000, Bogotá.

- SCHEIBE, R., 1934 a. (Escrito en 1918). — Informe sobre los yacimientos de carbón en las haciendas de "San Jorge" y "Llano de Animas", en el Municipio de Zipaquirá. *Comp. Est. Geol. Of. Col.*, t. 1, pp. 15-38, 8 fs., 1 croq. f.t., Bogotá.
- SCHEIBE, R., 1934 b. — Las fuentes calientes de Tabio, Dpto. de Cundinamarca, *Comp. Est. Geol. Ofic. Col.*, t. 1, pp. 331-343, Bogotá.
- SCHEIBE, R., 1934 c. — Informaciones sobre el yacimiento de Sal de Nemocón, *Comp. Est. Geol. Ofic. Col.*, t. 1, pp. 51-59, fs. 10-11, Bogotá.
- TELLEZ, N. NAVAS, J. 1962. — Interferencia de las direcciones de los pliegues cretácicos-terciarios entre Coello y Gualanday (Valle Superior del Magdalena). *Bol. de Geol.*, Univ. Ind. Santander, N° 9, pp. 45-61, 3 fs., 1 map. f.t., Bucaramanga.
- TRUSHEIM, F. 1960. — Mechanism of salt migration in Northern Germany, *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, v. 44, pp. 1519-1540, 23 fs., Tulsa.
- UJUETA, G., 1961. — Geología del noreste de Bogotá. *Bol. Geol.*, Serv. Geol. Nal., v. 9, N° 1-3, 4 fs., 7 fs., 7 ls., fósiles 1 map., Bogotá.
- ZAMARREÑO DE JULIVERT, I., 1962. — Estudio petrográfico de la parte alta de la formación Guadalupe (cretácico superior). *Bol. de Geol.*, Univ. Ind. Santander, N° 10, pp. 55-61, 6 ls., Bucaramanga.



Foto 1. — Arenisca Tierna. Explotación como arena en areneras al S de El Vínculo (S de Soacha).



Foto 2. — Arenisca de Labor, bloques cortados en las canteras de Terreros, al SE de Soacha.

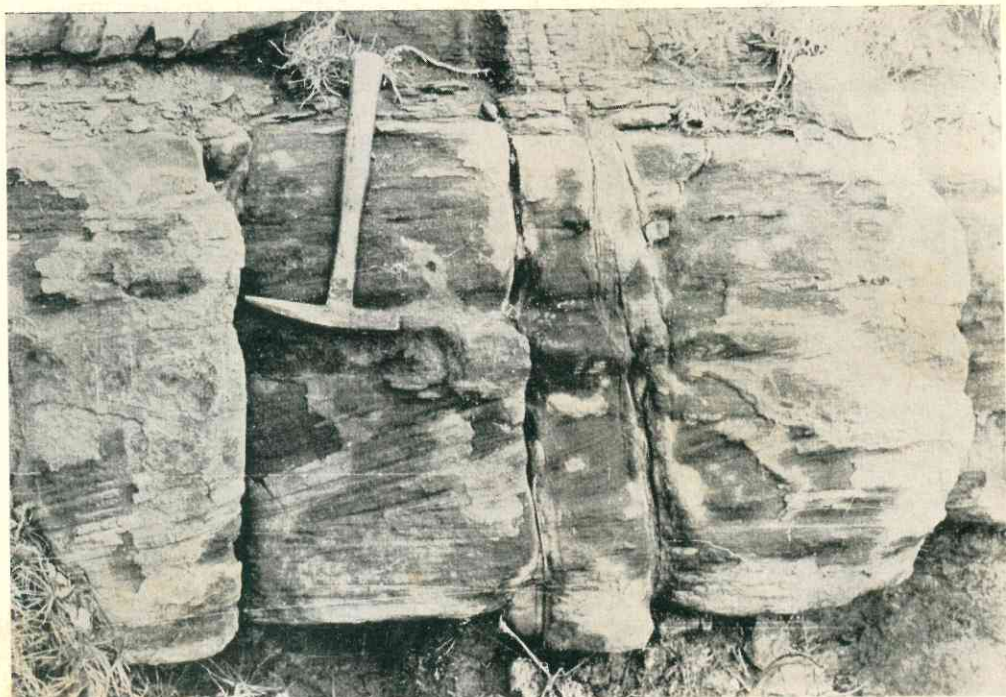


Foto 3. — Estratificación cruzada en una intercalación de arenita en el Guaduas del Valle del río Soacha, indicando posición normal (capa A, del corte IV, fig. 14).

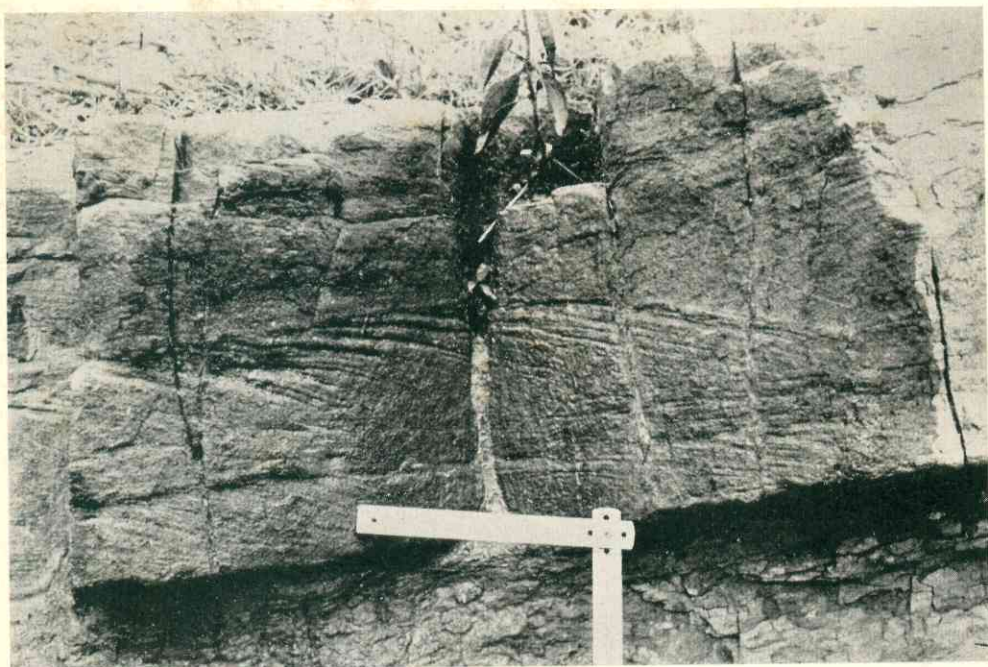


Foto 4. — Estratificación cruzada en una intercalación de arenita en el Guaduas del valle del río Soacha, indicando posición inversa (capa B, del corte VIII, fig. 14).