

EXCURSION N° 1

SINTESIS REGIONAL DE LA EVOLUCION GEOMORFOLOGICA DE LA CORDILLERA DE LA COSTA EN EL AREA DE CARACAS ¹

A. SINGER P.

En el primer Congreso Venezolano de Geología, AGUERREVERE y ZULOAGA (1937) señalan por primera vez la existencia de superficies de aplanamiento antiguas cortando las diversas rocas del anteclicis metamórfico constituido por la Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior. El nivel más extenso de estas superficies, ubicado entre 1.000 y 1.200 mts., está representado por la Meseta de Los Teques y sus diversos remanentes orientales (Meseta del Hatillo y de la Fila de Mariches) y meridionales (Loma de Hierro, Fila de Turgua, etc.). La topografía ondulada característica de este nivel de erosión indica la actuación de potentes acciones de meteorización contemporáneas y posteriores, desarrolladas en un ambiente más húmedo que el actual, y que degradaron la superficie original. El paisaje correspondiente de alvéolos (Valle de Sartanejas), valles-alvéolos (Lagunita Country Club, La Pereza, etc.) y de cerros convexos parientes de las "meias laranjas" brasileras (Topo Tiama en la Meseta del Hatillo), tal como las espesas formaciones superficiales de origen residual que acompañan tal modelado podrían constituir una herencia morfo-climática atribuida generalmente a climas tropicales húmedos del Plioceno (TRICART, 1962; DOLLFUS O., 1973; KHOBZI y USSELMAN, 1973; WEINGARTEN, 1977). Más al norte, AGUERREVERE y ZULOAGA admiten que las cumbres achatadas de la cadena litoral, en los alrededores de 2.000 m. tal como las formaciones correlativas (latosuelos, rodados de cuarzo) identificados por ellos en el Avila (Boca de Tigre, 1.900 m.) y por HUMBOLDT debajo de la Silla de Caracas (2.200 m. ? , citado por M.A. VILA, 1947) constituye elementos tectónicamente desnivelados de la Meseta de Los Teques. De esta manera, estos autores y el mismo HUMBOLDT plantean claramente el problema. clave de la correlación de estos diversos aplanamientos y de la diferenciación neotectónica del volumen montañoso actual de la Cordillera de la Costa como consecuencia de movimientos de bloques verticales controlados por el sistema de fallas del Avila.

Un esfuerzo de correlación es tanto más indispensable ya que existen por lo menos cuatro sistemas de aplanamientos escalonados en la cadena de la Colonia Tovar, encima de la Meseta de Los Teques, y tres niveles de erosión de carácter cíclico entre esta misma meseta y el lecho de la garganta del Guaire, entre el Valle de Caracas y la cuenca del Tuy medio (SINGER-1975). De acuerdo a este esquema nuevo, fig. 1, basado en el análisis geomorfológico de los diversos litotopos de meteorización distribuidos en la Cordillera, al sur de Caracas, los cuatro aplanamientos superiores pertenecerían tentativamente al Neógeno y se desglosarían en tres elementos de superficies de erosión S1, S2 y S3 (esta última desdoblada en dos niveles San Antonio I y San Antonio II, ubicados entre 1.500 y 1.250 m.). Una topografía de valles-alvéolos retoca la mayoría de estos niveles de erosión y ofrece, al igual que en la Meseta de Los Teques sitios naturales

privilegiados aprovechados para la instalación de embalses (La Pereza, Urb. Colinas de Carrizal, Agua Fría, Petaquire).

De la superficie S1 quedan solamente testigos amesetados aislados y elementos pequeños arraigados a más de 2.000 m. en la vecindad de la divisoria constituida por la fila de la Colonia Tovar-El Junquito. Una topografía de cerros testigos parecidos caracteriza ciertos tramos de la cadena litoral de Caracas, al este de la Silla. En la primera fila, los remanentes de S1 y las superficies S2 se inclinan fuertemente en dirección del litoral caribe y del Lago de Valencia, lo que atestigua un abombamiento pronunciado de la Cordillera a grosso modo transversal a esta NNW-SSE. Hacia el mar, el hundimiento de las cumbres se acelera y pasa recurrentemente a juegos de bloques fallados con disposiciones antitéticas que acompañan el movimiento de torsión de la flexura litoral. Un abombamiento análogo, aunque de menor amplitud y disimétrico afecta también la superficie tentada por la Meseta de Los Teques y sus diversos remanentes. Ella se inclina hacia el semi-graben de Caracas donde la interrumpe la falla del Avila, y bascula con mas fuerza hacia el graben del Tuy, más deprimido.

No deja de sorprender el hecho de encontrar en la misma cordillera total de Caracas restos de aplanamiento aislados pero característicos y aproximadamente concordantes con los rangos de altura establecidos más al sur para las superficies S1, S2, y S3. En el Avila y al este de Naguayá, estos se ubican con frecuencia alrededor de 1.250 m., 1.500 y jamás de 2.000 m. Igualmente característicos son los alvéolos de meteorización anfiteatro, que se observan, fuertemente suspendidos, en las cabeceras de las quebradas y más abajo cerca de 1.650/1.850 m., 1.400/1.450 m. y 1.250/1.350 m., en ambos flancos de la cordillera. En razón de la estrechez de la cordillera litoral, es difícil establecer una continuidad general entre estos diversos niveles de paleoformas. Por otra parte, una correlación puramente geométrica entre éstas no es recomendable, debido a la intensidad de las dislocaciones sufridas por la cadena litoral hasta en el Cuaternario superior, como consecuencia de juegos de bloques transcurrentes y verticales ocurridos a raíz interferencia reciente y hasta actual (RIAL, 1977) de fracturas NNW-SSE con el sistema de falla E-W del Avila y de Macuto, más antiguo (SINGER, 1977). Ejemplos de violentas deformaciones se observan así en el alvéolo tectonizado de Galipán y en las gradas del flanco sur del Avila, debido a la rotación de bloques hundidos. Por tal razón, el establecimiento de un esquema de correlación coherente de estos diversos aplanamientos con las superficies de erosión de la región de Los Teques es todavía prematuro.

Como hipótesis de trabajo, se puede asumir que las areniscas neogenas de la Formación Siquire representan los sedimentos correlativos de la elaboración de los testigos mas antiguos S1 de las superficies de erosión de la Cordillera de la Costa. Tal interpretación está avanzada también por SEIDERS (1965), en lo que se refiere al conglomerado de Pichao que podría, según este autor, formar remanentes detríticos, de origen local (PICARD y PIMENTEL, 1969), en el tope de las filas que derivan de la superficie S3 al norte del graben del Tuy. La heterogeneidad de estos materiales, tanto litológica como granulométrica, la proporción notoria de arcillas en la matriz (10 %), la litocromía rojiza/morada frecuente de los sedimentos, la presencia de vetas de yeso y de horizontes

de carbonatos parecen indicar condiciones morfogenéticas de tipo semiárido con escurrimientos en manto favorables para la realización de aplanamientos a partir de mecanismos de pediplanación (TRICART, 1970).

Posibilidades adicionales de reconstitución morfo-cronológica de estos aplanamientos se encuentran en los depósitos aluviales acumulados a lo largo de las redes de drenaje antiguas constituidas por los sistemas de valles-alvéolos excavados en las superficies de erosión S1 y S3, posteriormente a la elaboración de estas. Por ejemplo, restos de terrazas antiguas han sido señaladas por los geólogos de la "Technical Mission of the New Caracas aqueduct" (Cuarto Acueducto de Caracas) en el vaso del embalse de Agua Fría (LOPEZ y GONZALEZ DE JUANA, 1946). Mantos de arcillas blancas arenosas, de interés comercial alternan con rodados de cuarzo en los alvéolos de la Boyera, del Hatillo (SCHWARCK, 1949), y de Los Teques. Con respecto a la edad de los niveles de erosión cíclicos inferiores escalonados entre 1.100 y 550 m., se pueden buscar elementos de correlación en las cuevas cavadas por el Guaire en las Calizas de la garganta del Encantado, donde se encontrarían aluviones antiguos de este río con restos de fauna cuaternaria (URBANI, F., comunicación personal, 1976). En el primer de estos tres niveles (Los Teques II) siguen manifestándose los rasgos poligénicos característicos del modelado de las superficies más altas, como consecuencia de oscilaciones paleoclimáticas sucesivamente secas y húmedas. En los niveles posteriores, la morfología "madura" de alvéolos tropicales húmedos ésta reemplazada por rampas y planadas de erosión con importantes revestimientos de caliche. La elaboración del último nivel cíclico esta seguida de un profundo encajamiento de la red de drenaje vinculado con el último paroxismo de surrección de la Cordillera de la Costa.

De una manera general es el movimiento de surrección de la Cordillera de la Costa desde el Neogeno, que explica el escalonamiento del conjunto de los aplanamientos analizados y de los litotopos de meteorización correspondientes. (SINGER, 1975), (Fig. 2.). Tal dispositivo traduce el ritmo de la evolución geomorfológica regional conforme al juego combinado de las pulsaciones tectónicas y de las oscilaciones húmedas y secas del clima.

La elaboración de la extensa superficie de Los Teques y la génesis de las profundas alteraciones ferralíticas que la caracterizan parecen aprovechar un período de detenimiento relativo de la surrección de la cordillera, intercalado entre dos períodos de deformaciones más intensas. El primer período, de edad pre-Pliocena (Mio-Pliocena?) conduce al encajamiento de los niveles de erosión más altos de la Cordillera, S1, y S2, y al abombamiento de éstos hacia las áreas en curso de subsidencia (graben del Tuy, Barlovento, Lago de Valencia, litoral caribe); el segundo paroxismo, hacia finales del Plioceno y principios del Cuaternario (Plio- Villafranquiense?) acentúa la deformación en bóveda de la Cordillera de la Costa y se acompaña de movimientos de bloques diferenciales que parecen iniciar la subsidencia de los graben de Guatire-Guarenas y de Caracas. Una aridificación del clima interfiere con las deformaciones tectónicas de este período y se traduce por una crisis morfogenética de gran proporción responsable de la desorganización de la red de drenaje pliocena en la superficie S3 a partir de mecanismos de antecedencia y de fenómenos de captura, a veces cársticos. Ellos explican las

gargantas epigénicas de la quebrada Tacagua en el horst de Boquerón (DENGO, 1950), y del río Guaire y varios de sus tributarios a través del anticlinal de Baruta, en Sebastopol, en Turmerito y La Mariposa, en Las Minas de la Trinidad y en El Encantado. Estas gargantas parecen abrir brechas en una antigua divisoria pliocena, de génesis apalachiana, cuyos remanentes se observan alineados en el eje del mismo anticlinal, por encima de la meseta poligénica de Los Teques (Fila de San Pedro, Altos de Pipe, El Volcán, Cerro Guanasmitta en la Fila de Mariches). En la Meseta, volúmenes considerables de detritos de origen residual, ricos en arcillas caoliníticas y en guijarros de cuarzo, vienen acumularse en las cubetas palustres de los Valles-Alvéolos pliocenos (depósitos de La Boyera, del Hatillo, de Los Teques) y son arrastrados en dirección de las fosas subsidentes vecinas (depósitos de las Formaciones Tuy y Guatire, depósitos de Catia, San Bernardino, Boleíta en el valle-álveolo tectonizado de Caracas) y hasta el litoral caribe (depósitos del Grupo Cabo Blanco). Todos estos depósitos se encuentran deformados como consecuencia de la persistencia de juegos de bloques tectónicos durante el Cuaternario. Los efectos de esta crisis morfogenética Plio-Cuaternaria se aprecian también en Los Andes Venezolanos (TRICART, 1962; GIEGENGACK, 1977; MURPHY, 1977) y colombianos (TRICART y al., 1969; KHOBZI y USSELMAN, 1973). En la Cordillera de la Costa como en Los Andes, las facies frecuentemente finas, arcillo-arenosas, de los depósitos correlativos de este período, se deben a la concentración del trabajo de la erosión en el espesor de los mantos de descomposición neogenos. De esta manera, tales sedimentos contrastan fuertemente con las formaciones posteriores del Cuaternario, mucho más heterogéneas, y con facies, a veces, sismoclástica (TRICART, et al., 1969) y sismolacustre (MUÑOZ y SINGER, 1977), como es el caso todavía en el Holoceno reciente del Valle de Caracas, y antes. (SINGER, 1977).

Profundas huellas de esta morfogénesis Plio-Cuaternaria y Pleistocena se observan en modelado de la región de Caracas, debajo de 1.000 y 1.200 m., como consecuencia de la vigorosa disección de la meseta de Los Teques, en particular hacia el sur en razón del carácter más temprano de la erosión regresiva procedente del graben más deprimido del Tuy. Desde el lindero Norte de la "Zona Protectora " de Caracas por ejemplo, ubicado en la orilla de la meseta, es espectacular el contraste que se presenta entre el modelado de disección áspero excavado en la vertiente del Tuy y el paisaje de laderas suaves de los mantos de descomposición de la superficie poligénica pliocena. Este mismo contraste, de origen litológico, se observa en la vertiente de Caracas, aunque de manera más discreta debido al menor desarrollo de los esquistos de la Formación Las Mercedes, relativamente impermeables al estado alterado, a la diferencia de los materiales acuíferos originados por la descomposición de las meta-areniscas y esquistos cuarzo-micáceos de la Formación Las Brisas. Tal diferencia de potencial morfogenético constituye una explicación general de la ubicación de los relieves residuales más importantes de la región en los volúmenes globales resistentes constituidos por los afloramientos de la Formación Las Brisas, y de la excavación más enérgica de los volúmenes blandos constituidos por los de la Formación Las Mercedes.

Se explica en particular de esta manera, la existencia de remanentes de divisorias antiguas (pre-Pliocenas y Pliocenas) de apariencia apalachiana, en los topes truncados de los anticlinales del Junquito y de Baruta nivelados por las superficies S1, S2 y S3. El

papel de las filas residuales de la Formación Las Brisas como línea de divorcio hidrográfica, desde el Neógeno. está realizado por el retroceso reciente, Plio-Cuaternario y Cuaternario, de las cabeceras del Guaire y de los afluentes del Tuy medio en dirección de la divisoria pliocena confundida, en ciertos tramos, con la divisoria actual (alvéolos del Valle de Sartaneja y del Hatillo). Tal retroceso conduce a la degradación del modelado de alveolos, reducido por una inversión de relieve progresiva, a un sistema de rampas disecadas convergentes alvéolos de Prados del Este, Cumbres de Curumo, La Boyera) y luego, de hombreras horizontales que orillan el flanco de los cerros (Los Ocumitos, Las Mayas en Tazon).

La profundización Plio-Cuaternaria de las quebradas en las quebradas en los niveles de aplanamiento más recientes (Los Teques I, Los Teques II) se acompaña también de una erosión diferencial, de tipo apalachiana, que aprovecha los contrastes de dureza litofaciales de las rocas, en las estructuras geológicas. Esto explica por ejemplo la calidad excepcional de la expresión morfo-estructural de los pliegues de la cordillera bastante abiertos, de generación f2, en el paisaje del Area metropolitana: sinclinal colgado del Valle, cresta interna del flanco norte del anticlinal vaciado de Baruta en El Peñón, etc. Este mismo proceso de disección diferencial explica la génesis de formas cársticas tales como las torrecillas de los Morros la Guairita (SINGER, 1972) y del Peñón de Lira en El Encantado.

La estabilidad. a escala geológica, de los relieves residuales desarrollados en los materiales alterados de la Formación Las Brisas contrasta singularmente con el potencial de inestabilidad actual muy elevado de las laderas inscritas en los suelos residuales muy espesos elaborados desde el Neógeno en estos a partir de un proceso de meteorización acumulativo. Encima de 1.000-1.200 m. estas formaciones superficiales opacan los contrastes litológicos intra e interformacionales, de tal manera que el conocimiento de ellas reviste un papel de primera importancia para la evaluación de las condiciones geotécnicas de los terrenos en comparación con las influencias esencialmente indirectas ejercidas por los sustratos rocosos no meteorizados definidos por los mapas geológicos convencionales.

En términos globales, los terrenos correspondientes a los litotopos de meteorización superiores a 1.000/1.200 m. constituyen por orden de importancia, la segunda zona de riesgo geológico del Area Metropolitana de Caracas, después de los faldeos de la Cordillera litoral; en efecto, estos faldeos se encuentran sometidos a la acción recurrente de flujos de escombros torrenciales de incidencia catastrófica (Fig. 3.) y susceptibles, a veces, de tener un origen sísmico (SINGER, 1974, 1977). Deslizamientos como los de Corrales de Piedra en Las Adjuntas o de la Urb. El Cuji en la Mariposa (Fig. 4) justifican el rango de importancia atribuido a los primeros terrenos debido precisamente a la importancia de los riesgos de inestabilidad derivados de los movimientos del suelo y subsuelo. Tal potencial de inestabilidad puede sorprender en unos materiales que pueden soportar en condiciones naturales bajo bosque, laderas con pendientes de equilibrio del orden de 40 a 50 grados, debido a la porosidad de los productos de descomposición, arcillo-arenosos. La explicación de esta contradicción puede radicar en dos causas: 1) el incremento regional continuo del valor de las pendientes como

consecuencia de la erosión regresiva muy violenta de las quebradas, a raíz de la surrección reciente de la Cordillera de la Costa. Se puede pensar de esta manera que la mayoría de estas laderas se encuentran en condiciones de desequilibrio potencial; se observa efectivamente una concentración de los movimientos de masa en las zonas de cabecera, donde la saturación es mayor; 2) un desmejoramiento del comportamiento mecánico de la parte superficial más arcillosa de los perfiles de meteorización ligado a la erradicación de la cobertura boscosa en equilibrio con ellos, y bajo el efecto de ciclos de desecación mucho más frecuentes y profundos que antes. Estos ciclos afectarían sobre todo las arcillas illíticas caracterizadas por coeficientes de retracción más elevados y concentradas en las laderas (TRICART, 1974). Se iniciaría de esta manera un proceso de degradación geomorfológica de los terrenos acompañado de la aparición de grietas de "suffosión" (PAVLOV , 1898, in LETOURNEUR y MICHEL, 1971) favoreciendo la saturación local de los materiales. El incremento de los movimientos de masa solifluídales parece combinarse con una concentración de la escorrentía superficial a partir de la conversión de las grietas de suffosion en zanjas de erosión e incluso en cárcavas (Altos de Pipe, El Placer).

En los litotopos de meteorización inferiores a 1.000-1.200 m. los perfiles de suelos residuales, descabezados, por la escorrentía difusa, muestran espesores menores de material descompuesto. En la Formación Las Mercedes, estas se distribuyen de acuerdo a toposecuencias irregulares, que parecen controladas por las condiciones estructurales y el patrón de disección. Se observa efectivamente, que los perfiles transversales se tornan más espesos en dirección del fondo de las quebradas y más delgados hacia los estribos como consecuencia de una eficacia más grande la escorrentía encima de estos últimos. Los suelos ferruginosos impermeables de la parte superficial de los perfiles explican la torrencialidad elevada que se observa en las colinas disecadas de la Formación Las Mercedes. En las facies calcáreas y en las exposiciones secas (E, SE) éstas se encuentran todavía incrementada por suelos de caliche subsuperficiales producidas por encontramientos laminares en la base de la zona 1 B y que epigenizan de manera difusa el horizonte de saprolito infrayacente cuando éste está conservado. Tal torrencialidad se aprecia también en la presencia general de complejos coluivio-torrenciales edafizados cuaternarios formando mantos espesos al pie de las colinas. (El Pinar, Las Mercedes). Se confirma por lo tanto la existencia de un potencial morfogenético más elevado en la Formación Las Mercedes. asociado de manera correlativa con la existencia de condiciones geotécnicas globalmente más favorables que en los litotopos de meteorización superiores a 1.200 m

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

AGUERREVERE S.E. y ZULOAGA G. (1937) **Geological Notes on the Central part of the Cordillera de la Costa**; Caracas, Ministerio de Fomento, Caracas.

DENGO G. (1950) **Geología de la Región de Caracas**, Ministerio de Fomento, Caracas.

DOLLFUS O. (1973) **Géomorphologie de la Cordillère des Andes**; Rev. de Géogr. Phys. et Géol. Dyn. I-2, Paris.

GIEGENGACK R. (1977) **Late-Cenozoic tectonic environments in the Central Venezuelan Andes**. Octava Conferencia Geol. del Caribe, Curacao.

KHOBZI J. y USSELMAN P. (1973) **Problèmes de géomorphologie en Colombie**; Rev. de Géogr. Phys. et Géol. Dyn., I-2, Paria.

LETOURNEUR J. y MICHEL R. (1971) **Géologie du Génie Civil**, Ed. Colin. Paris.

LOPEZ V. y GONZALEZ DE JUANA C. (1946) **Informe preliminar de las condiciones geológicas del Dique de Agua Fría/Reports of the Technical Mission on the New Caracas Aqueduct**, Ministerio de Energía y Minas, inédito.

MUÑOZ G.N. y SINGER A. (1977) **Varvas lacustres pre-holocenas con índices de asentamientos y deformaciones tectónicas recientes en la parte occidental del Valle de Caracas**; Seminario sobre Riesgo Geológico, Caracas, OEA/FUNVISIS/UCV.

MURPHY D.C. (1977) **Stratigraphic and structural significance of the Mucuchies Formation (Late Tertiary), Venezuelan Andes**. Octava Conf. Geol. del Caribe, Curacao.

PICARD X. y PIMENTEL N. (1969) **Geología de la Cuenca de Santa Lucía- Ocumare del Tuy**, Ministerio de Energía y Minas, Caracas.

RIAL A. (1977) **The Caracas 1967 Earthquake: a multiple/source event**; Bull. Seism. Soc. of Amer. (en prensa).

SEIDERS Y. M. (1965) **Geología de Miranda Central, Venezuela**; Ministerio de Energía y Minas, Caracas.

SCHWARCK A. (1949) **Arcillas de buena calidad de la región de Caracas**; Ministerio de Energía y Minas, Inédito.

SINGER A. (1972) **Características geomorfológicas, geológicas y geotécnicas sobresalientes del sector de Los Morros de la Guairita, Edo. Miranda**; Universidad Simón Bolívar, inédito.

SINGER A. (1974) **Acumulaciones holocenas torrenciales catastróficas, de posible origen sísmico, y movimientos neotectónicos de subsidencia en la parte oriental del Valle de Caracas**; Geos 22, 64-65, UCV. Caracas.

SINGER A. (1975) **Estudios de orientación geotécnica para la realización del Plan de Urbanismo del Sector SE del Area Metropolitana de Caracas**; Primeras Jornadas Geología, Minería y Petróleo, Maracaibo.

SINGER A. (1977) **Tectónica reciente, morfogénesis sísmica y riesgo geológico en el graben de Caracas**; Seminario de Riesgo Geológico, Caracas; OEA-FUNVISIS-UCV.

TRICART J. y MILLIES-LACROIX A.(1962) **Les terrasses quaternaires des Andes Vénézuéliennes**; Bull. Soc. Géol. France IV. Paris.

TRICART J. (1974) **Tropical Landforms; Forests and Savannas**; Ed. Longman's, New York.

TRICART J., DULLFUS O., HIRSCH, A. R., (1969) **Etudes francaises du Quaternaire sudaméricain**, Octavo Congr. Inter. INQUA, Paris.

TRICART J. (1970) **Le modelé des régions sèches. Traité de Géomorphologie, IV**, Edit. SEDES-CDU, Paris.

VILA M. A. (1947) **Monografía geográfica del Valle de Caracas**; Soc. Interam. de Antrop. y Geogr., Caracas.

WEINGARTEN E. (1977) **Tectonic and paleoclimatic significance of a Late-Cenozoic red-earth paleosol from the Central Andes, Venezuela**; Octavo Cong. Geol. del Caribe, Curaçao.

GUIA DE LA EXCURSION GEOLOGICA DEL VALLE DE CARACAS

M. WEHRMANN ³

INTRODUCCION

Numerosas han sido las contribuciones aportadas por los estudiosos de la Geología, destinadas al conocimiento de la composición litológica de la Cordillera de la Costa, en especial de los alrededores del Valle de Caracas, de su estructura e incluso de la geodinámica modeladora de su morfología actual. Estas contribuciones varían ampliamente desde notas y reseñas históricas (Humboldt (1804) Karsten (1850) Wall (1860) Sievers (1887)), hasta las publicaciones científicas actuales, entre las cuales merece destacar la obra de los geólogos S. E. Aguerrevere y G. Zuloaga, así como G. Dengo y V. M. Seiders, quienes señalaron las bases para el ordenamiento litológico y

estratigráfico del Macizo Central de la Cordillera. Para hacer justicia a su brillante labor, y sin menoscabar la labor productiva de quienes posteriormente contribuyeron al detalle cartográficos que afectaron y que aún actúan sobre la estructura y morfología de la Cordillera de la Costa, hay que reconocer que el cuadro estratigráfico que nos presentaran en sus obras, permanece hoy día sin modificaciones sustanciales, al menos en sus aspecto regional. No sin mención, quedan los numerosos trabajos no publicados, cuyo acceso, a veces difícil, duplican en volumen, la información asequible a través de los órganos informativos. Sin embargo en esta guía, aunque tratando naturalmente los aspectos geológicos fundamentales del Valle de Caracas se ha querido hacer énfasis en aquellos procesos que últimamente han afectado sobre todo, el aspecto geomorfológico del Valle de Caracas y sus alrededores y que determinan un gran parte los parámetros geotécnicos sobre los cuales se basa (o debería basarse) el explosivo desarrollo constructivo de la ciudad de Caracas: la geología y morfología cuaternarias.

GEOLOGIA REGIONAL

La Cordillera de la Costa consta, según el concepto de Menéndez (1966) de cuatro fajas tectónicas, que de Norte a Sur, poseen las siguientes características:

1) La Faja de la Cordillera de la Costa, compuesta por rocas metásedimentarias de bajo grado metamórfico (hasta el grado del almandino) en el núcleo de la Cordillera), de edad Jurásico-Cretáceo inferior, limitado al sur por el sistema de Falla de La Victoria (anticlinorios), en cuyos núcleos aflora localmente el basamento de la cordillera.

2) La Faja Cauagua-El Tinaco que consta de una secuencia volcánico-sedimentario de edad Cretácea, ligeramente metamorfizada, que suprayacen a bloques dispersos de basamento. Se caracteriza por los pliegues abiertos y los buzamientos suaves, pero afectados por un intento tectonismo y aloctonía de bloques. Está limitada al sur por la Falla de Santa Rosa.

3) La Faja de Paracotos, limitada por las Fallas de Santa Rosa y Agua-Fría, que constan en un homoclinal de buzamiento sur, compuesto por capas de la Formación Paracotos.

4) El bloque de Villa de Cura, compuesto por rocas volcánicas y (ocasionalmente) sedimentarias metamorfizadas, cuyo origen se ubica al norte de la Cordillera y que parece haberse deslizado hacia el sur durante el Maestrichtiense. Hacia el sur, está limitado por la falla de Cantagallo, en contacto con una serie de sedimentos de edad Cretáceo-Terciario inferior, que a su vez se hallan sobrecorridos por encima de sedimentos Terciarios jóvenes, a consecuencia de un sistema de corrimientos frontales.

El plegamiento de la Cordillera de la Costa parece tener su origen durante la Orogénesis Andina, (Terciario inferior), pero el período principal de plegamiento. obedece a las

pulsaciones de la Orogénesis Antillana, ocurrida durante el Terciario superior, y cuya máxima actividad tiene lugar durante el Eoceno medio y superior. A la luz de los nuevos conceptos relativos a tectónica de placas, Stainforth (1969) hace una interesante relación de la historia tectónica de Venezuela, en la que implica la existencia de una célula convectiva subsidiaria, ubicada en el Mar Caribe, justamente al norte de Venezuela.

Estratigrafía: A continuación se resumen la litología y las características principales de las Formaciones del Grupo Caracas y de su basamento, que reúnen litologías de aquellas unidades que circundan el Valle de Caracas, y que tienen interés directo en la presente excursión.

El referido Grupo Caracas, es una secuencia de rocas metasedimentarias depositadas durante el Jurásico superior y Cretácico inferior, en discordancia sobre un complejo ígneo/metamórfico, de edad Paleozoico inferior.

La sedimentación de las rocas del Grupo Caracas, es típicamente de plataforma, excepto en su fase final, cuando se depositan sedimentos gradados que indican un ambiente de surco, fenómeno atribuido a desajustes locales en los bordes de la cuenca (Seiders, 1965).

A fines del Cretáceo inferior, se producen eventos volcánicos que señalan el comienzo de las facies eugeosinclinal del Grupo post-Caracas. En contraste con el Grupo anterior, las rocas de éste se depositan en un ambiente de surco, de aguas profundas y sedimentación rápida, caracterizadas por el abundante suministro de material volcánico.

Frecuentes son las fajas angostas de anfibolitas y eclogitas, las cuales se consideran que representan flujos de composición basáltica, que luego fueron metamorfozadas conjuntamente con los sedimentos, bajo condiciones un tanto particulares, ya que la composición mineralógica de las mismas sugiere la ausencia de vapor de agua y de óxido de carbono.

El núcleo de la Cordillera se vio afectada en toda su extensión por apófisis granítica, la mayor de ellas ubicada entre Valencia y Puerto Cabello, las cuales constituyeron un agente importante en el proceso de metamorfismo de los sedimentos del Grupo Caracas. (González Silva, 1972).

Una de las rocas intrusivas abundantes en la Cordillera, lo constituyen las ultrabásicas, en sus formas más generalizadas: serpentinitas, periodititas serpentinizadas, dunitas y piroxenitas, a las cuales se asocian yacimientos minerales de importancia económica (Bellizzia, 1967).

Complejo basal de Sebastopol.- Es una unidad ígneo-metamórfica, sobre la cual descansa el Grupo Caracas, y constituye junto con el Complejo ígneo-metamórfico de El Tinaco, la unidad más antigua del Macizo Central de la Cordillera de la Costa.

Aguerrevere y Zuloaga (1937) le dieron nombre. Dengo (1951) lo describe en su localidad tipo de Sebastopol y en los Lechosos. Smith (1952), lo describe nuevamente y lo complementa.

La litología en ambas localidades, difiere fundamentalmente. En Sebastopol aflora un ortogneis granítico, con gran contenido de cuarzo, cuyo feldespato ha sido en gran parte transformado en caolín, lo cual le da un aspecto blanquecino a la roca. La mineralización de hierro (oligisto especular), es abundante.

En la localidad de Los Lechosos en cambio, el aspecto general de la roca, se presenta como una paragneiss muy cuarzoso (hasta 70 % de cuarzo), con bandas gruesas de biotita y clorita, las cuales producen una foliación muy desarrollada. Mineralógicamente hablando, su diferencia además de la localidad de Sebastopol, en la ausencia total de microclino y oligoclasa. Localmente, hacia el sur de la localidad, el gneiss se asemeja nuevamente al gneiss de Sebastopol.

La edad radiométrica fue determinada en la Universidad de Princeton (Hess, 1968) en 425 m.a. (Silúrico). Martín y Olmeta (1968) determinan una edad de 41 ma (Eoceno superior), lo que se correlaciona con el período de la Orogénesis Antillana.

Grupo Caracas. Formación Las Brisas.- Aguerrevere y Zuloaga (1937) llamaron conglomerado de Las Brisas, a la secuencia conglomerática que yace en discordancia sobre el Complejo basal de Sebastopol, y lo dividen en dos miembros: el inferior, de carácter conglomerático y arenoso, y el superior o Fase Zenda, calcáreo.

El miembro inferior consta de metaconglomerados cuarzosos de grano grueso, metareniscas, arcosas y cuarcitas intercaladas con esquistos cuarzo-muscovíticos y filitas grafitosas. Los conglomerados presentan textura gnéissica incipiente, y se observa la presencia de porfidoblastos de microclino. El tope del miembro inferior, lo constituye las calizas del Miembro Zenda, de composición dolomítica, donde se han encontrado diversos fósiles de pelecípodos, que determinaron definitivamente la edad de la Formación (Urbani, 1969).

La parte superior de la Formación Las Brisas, consta de conglomerados microclínicos, cuarcitas, metalimolitas, esquistos y filitas cuarzo-muscovíticos y cloríticos. El tope de la Formación, lo constituyen esquistos grafitosos que localmente pasan en forma transicional a los esquistos de la Formación Las Mercedes, suprayacente.

Formación Peña de Mora.- Aguerrevere y Zuloaga (1937), utilizaron este nombre para designar un gneiss de ojos de composición granítica, expuesto en la antigua carretera Caracas-La Guaira. Dengo (1951) utiliza el término en un sentido más amplio, y menciona rocas gnéissicas y mármoles en su composición litológica. Wehrmann (1972), determina los tipos litológicos más comunes de esta Formación, la correlaciona con la Formación Las Brisas, y la considera como un equivalente lateral de la misma, considerándola como una facies alterada en profundidad, y emplazada en la superficie por sistemas de fallas.

Litológicamente, consta de gneisses cuarzo-feldespático-muscovíticos, generalmente de grano grueso, con variedades biotíticas, epidóticas y anfibólicas, cuarcitas y esquistos cuarzo-muscovíticos. La unidad está intrusionada por rocas ácidas y ultramáficas, y contiene cantidades considerables de eclogitas y anfibolitas. El augengneiss se restringe a localidades determinadas y de poca extensión, a lo largo de toda la Cordillera.

Urbani (1972), descubre verdaderos complejos migmatíticos dentro de Peña de Mora, en los ríos Todasana y Caruaó, con una gran diversidad de gneisses y de rocas ígneas, tanto ácidas como básicas e intermedias.

Formación Antímano.- Dengo (1951), propone el nombre de Antímano para definir una serie de mármoles ínterestratificados con esquistos glaucofánicos, esquistos micáceos y anfibolitas. La caliza puede ser maciza o finamente foliada, de color gris claro a negro, según el contenido de grafito y muy pirítica. Las intercalaciones de esquistos grafitosos y la asociación con anfibolitas granatíferas es frecuente.

Formación Las Mercedes.- Suprayacente a la caliza de Antímano, o en ausencia de ésta, a los esquistos de Las Brisas, continúa una secuencia monótona de esquistos primordialmente grafitosos y calcáreos y calizas lenticulares delgadas, que Aguerrevere y Zuloaga (1937) denominaron Formación Las Mercedes. Estos autores mencionan además un horizonte de calizas oscuras en capas delgadas que constituyen un excelente horizonte guía, y que denominaron Fase Los Colorados. Wehrmann (1972), afirma que dichas calizas no tienen una posición estratigráfica definida. Este mismo autor encontró además, un conglomerado en la base de la Formación, en la quebrada Canoas (D.F.) y en el río San Carlos (Edo. Aragua), de composición cuarcítica, de grano fino a medio, y calcáreo. Hacia el tope, la Formación se hace más cuarzosa y menos calcárea. en su transición hacia la Formación Chuspita.

Formación Tacagua.- Introducida por Dengo (1951), se describe como una roca cuarzo-feldespática-sericítico-epidótica, de color verde claro, que suprayace a la Formación Las Mercedes, Wehrmann (1972) considera esta formación más bien como una facies volcánica de Las Mercedes, donde los esquistos grafitosos alternan con lentes, a veces macizos, de esquistos epidóticos.

Formación Chuspita.- Nombre introducido por Seiders (1965) para distinguir una secuencia arenosa suprayacente a la Formación Las Mercedes. Consta esencialmente de filitas oscuras grafitosas, areniscas cuarzosas puras, de grano medio, muy conspicuas, conglomerados finos, grauvacas en estratos potentes y calizas oscuras en capas delgadas. Seiders, afirma que las corrientes de turbidez fueron el principal mecanismo de transporte de los sedimentos, como lo sugiere la repetida estratificación gradada en las capas de arenisca. También recalca la diferencia crasa entre los sedimentos de Chuspita y la generalidad de la composición litológica del resto del Grupo Caracas, que es de naturaleza argilácea.

Geología estructural.- En términos generales, la estructura regional de la Cordillera de la Costa, es relativamente sencilla:

Los pliegues principales, forman una serie de anticlinorios y sinclinorios paralelos y simétricos, de rumbo aproximado N 60-80 E. Igualmente paralelas, se extienden las principales fallas longitudinales, corrimientos de gran desplazamiento, con formación de milonitas y zonas brecciadas de gran amplitud, acompañados de pliegues de arrastre y volcamientos. En ocasiones, las fallas longitudinales suelen ser fallas de gravedad.

Las fallas transversales, oblicuas a las anteriores, son fallas transcurrentes, a veces de varios cientos de metros de desplazamiento.

Dengo (1952), afirma que en general, la foliación es paralela a la estratificación. Seiders (1965), reafirma esta opinión, aunque acepta que localmente, la foliación es paralela a los planos axiales de los pliegues. Frecuentes son las lineaciones en forma de micropliegues y "ápices", así como lineaciones minerales y boudinages. También se observan pliegues de flujo en calizas y pliegues ptigmáticos en vetas de cuarzo entre los gneisses de Peña de Mora.

Dengo (1951) sostiene que la tectónica dominante es post-metamórfica.

Seiders (1965), reconoce en Miranda central, la existencia de cinco fajas estructurales con características propias. Menéndez (1966), reconoce cuatro fajas tectónicas y las extiende a todo lo largo de la Cordillera, descritas en el párrafo de Geología Regional.

Las investigaciones llevadas a cabo por Hess (1950), revelan anomalías gravitacionales en el Arco de las Islas del Caribe, que dieran base a la explicación de la tectónica regional Antillana.

BIBLIOGRAFIA CITADA

AGUERREVERE A. E. y ZULOAGA G. (1937) **Observaciones geológicas en la parte Central de la Cordillera de la Costa, Venezuela.** Bol. Geol. y Min. Caracas. Tomo 1 N° 2, 3 y 4 pp. 8.24.

BELLIZZIA A. (1967) **Rocas ultrabásicas en el sistema montañoso del Caribe y yacimientos minerales asociados.** Bol. Geol. Caracas. Vol. 8 N° 16 pp. 159.198.

DENGO G. (1951) **Geología de la Región de Caracas.** Bol. Geol. Caracas. Vol. 1 No 1 pp. 41-115.

GONZALEZ SILVA L. A. (1972) **Geología de la Cordillera de la Costa zona Centro-Occidental.** III Congr. Geol. Venez. Tomo III, pp. 1589-1618.

HESS H. II. (1950) **Investigaciones Geofísicas y Geológicas en la región del Caribe.** Bol. A.V.G.M.P. Tomo 2 N° 1 pp. 5-22.

HESS H. H. (1968) **Basement gneiss. Cordillera de la Costa, Venezuela** M.I.T. 1381-16 Sixteenth Annual Progress Report for 1968. U.S. Atomic Energy Commission pp. 81.

MENENDEZ A. (1966) **Tectónica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe, Venezuela.** Bol. Geol. Caracas. Vol. 8 N° 5 pp. 116-139.

MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS (1970) **Léxico Estratigráfico de Venezuela.** Bol. Geol. Pub. Esp. N° 4 Caracas.

SEIDERS V. M. (1965) **Geología de Miranda Central.** Bol. Geol. Caracas. Vol. 6 N° 12 pp. 289-416.

SMITH J. (1952) **Geología de la región de Los Teques-Cúa.** Bol. Geol. Caracas. Vol. 2 N° 6 pp. 333-406.

STAINFORTH R. M. (1969) **The concept of seafloor spreading applied to Venezuela.** Bol. A.V.G.M.P. Caracas Vol. 12 N° 8 pp. 257-274.

URBANI F. (1969) **Primera localidad fosilífera del Miembro Zenda de la Formación Las Brisas: Cueva del Indio, La Guairita, Edo. Miranda.** Bol. A.V.G.M.P. Caracas Vol. 12; N° 12 pp. 447-454.

URBANI F. y QUESADA A. (1972) **Migmatitas y rocas asociadas en el área de La Sabana, Cordillera de la Costa.** III Congr. Venez. Tomo IV pp. 2375-2402.

WEHRMANN M. (1972) **Geología de la región de Guatire-Colonia Tovar.** III Congr. Geol. Venez. Tomo IV pp. 2093-2121.

EXCURSION GEOLOGICA DEL V CONGRESO VALLE y COLINAS DE CARACAS

PROGRAMA DE RECORRIDO

Parada N° 1. Fundaciones del edificio de la Zona Rental de la Ciudad Universitaria, Plaza Venezuela.

Lacustre de obturación pre-Holoceno con varvas, acuñado contra las estrabaciones de las colinas de la Ciudad Universitaria. Por encima, manto de arenas de una terraza de descarga del Guaire de edad Holoceno reciente (1.100-1.500 D.C.). Ambas formaciones son el producto de mecanismos de represamiento aluvial ocasionados por aportes laterales voluminosos y torrenciales, de origen sísmico. (Singer 1977, Muñoz y Singer

1977). Nivel de agua emperchado al contacto-de las dos formaciones. Epigénesis local del Guaire por sobre-imposición del río sobre las estribaciones de esquistos de la U.C.V. a raíz de la subida del nivel de base entre la Plaza Venezuela y Las Mercedes.

Parada N° 2. Golf del Country Club (Casa-Club). Morfología de detalle del complejo aluvial sísmico-torrencial del Holoceno reciente. Banco lateral y cauce de calibre "desmedido".

Parada N° 3. Plaza La Castellana: facies distal del complejo aluvial del Holoceno reciente encima de la formación cuaternaria inmediatamente anterior caracterizada por un paleosuelo ferruginoso de color anaranjado.

Parada N° 4. Parque del Este. Morfología de detalle de los mantos cataclásticos del Holoceno reciente. Modelado característico de cerrillos y brazos divagantes.

Parada N° 5. Formación Las Brisas. Metareniscas y conglomerados verticales cerca de la base de la Formación. Ocasionales ocurrencias de "Kinkbands".

Parada N° 6. Localidad de Los Lechosos. Gneisses cuarcíticos de Sebastopol, con capas de biotita y clorita.

Parada N° 7. Urbanización El Cují. Represa La Mariposa. Morfología de la Falla La Mariposa. Deslizamientos rotacionales cuaternarios de gran dimensión reactivados como consecuencia del desconocimiento de las condiciones de sitio en un proceso de urbanización de carácter espontáneo.

Parada N° 8. Esquistos grafitosos de la Formación Las Mercedes. Gran cantidad de eflorescencias de sales de magnesio, debidos a las variaciones del nivel freático. El contacto entre las Formaciones Las Brisas y Las Mercedes, se encuentra aproximadamente a la altura de la entrada a la Urbanización Potrerito.

Parada N° 9. Facies Los Colorados de la Formación Las Mercedes.

Parada N° 10. Panorámica sobre la vertiente hidrográfica y el graven del Tuy. Modelado de disección Plio-Cuaternaria.

Parada N° 11. Valle de la Hacienda Sartanejas. Universidad Simón Bolívar. Modelado residual Plioceno: alvéolo de meteorización y cerros residuales. Profundidad de los mantos de composición Pliocenos y función de éstos como acuífero superficial.

Parada N° 12. Acumulaciones Plio-Cuaternarias de fangolitas arcillo-arenosas en el alvéolo de La Boyera.

Parada N° 13. Panorámica sobre el Valle De Caracas y la meseta poligénica Pliocena del Hatillo. Niveles cíclicos de erosión a lo largo de la garganta epigénica del Guaire entre el Encantado y el Tuy.

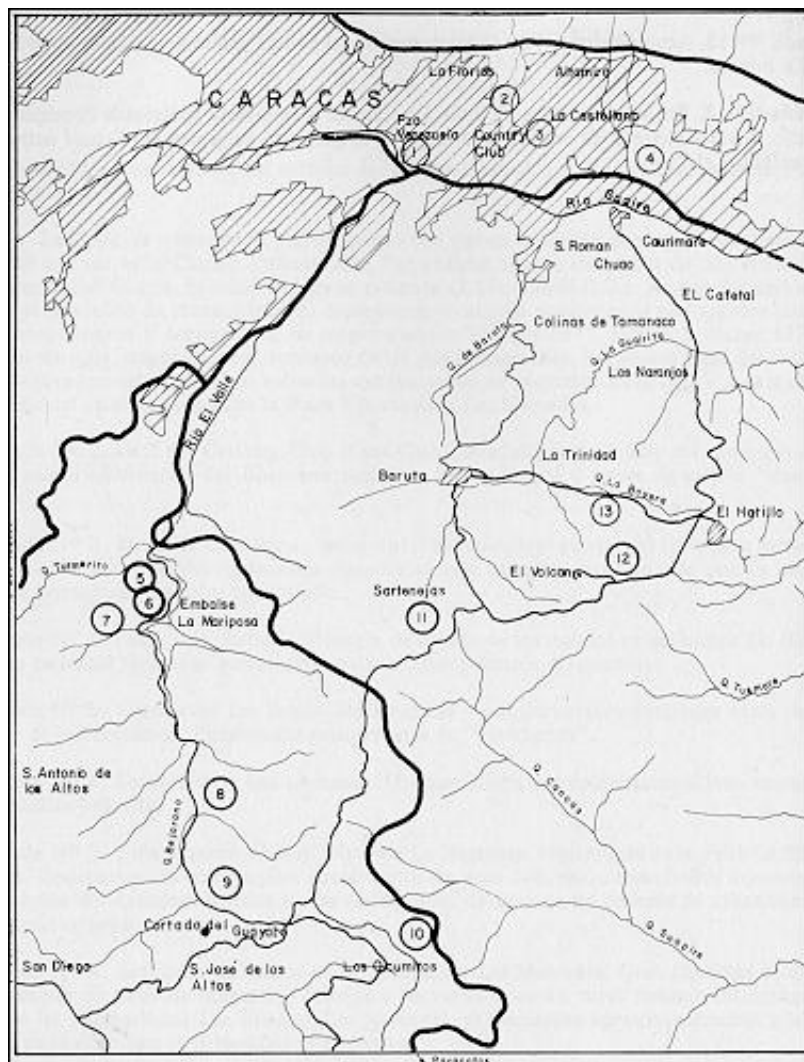


FIGURA No. 1

EXCURSION DEL VALLE DE CARACAS. SITIOS DE PARADA

ESCALA APROXIMADA 1: 134.700

A. SINGER
M. WEHRMANN

V CONGRESO GEOLOGICO VENEZOLANO
1977

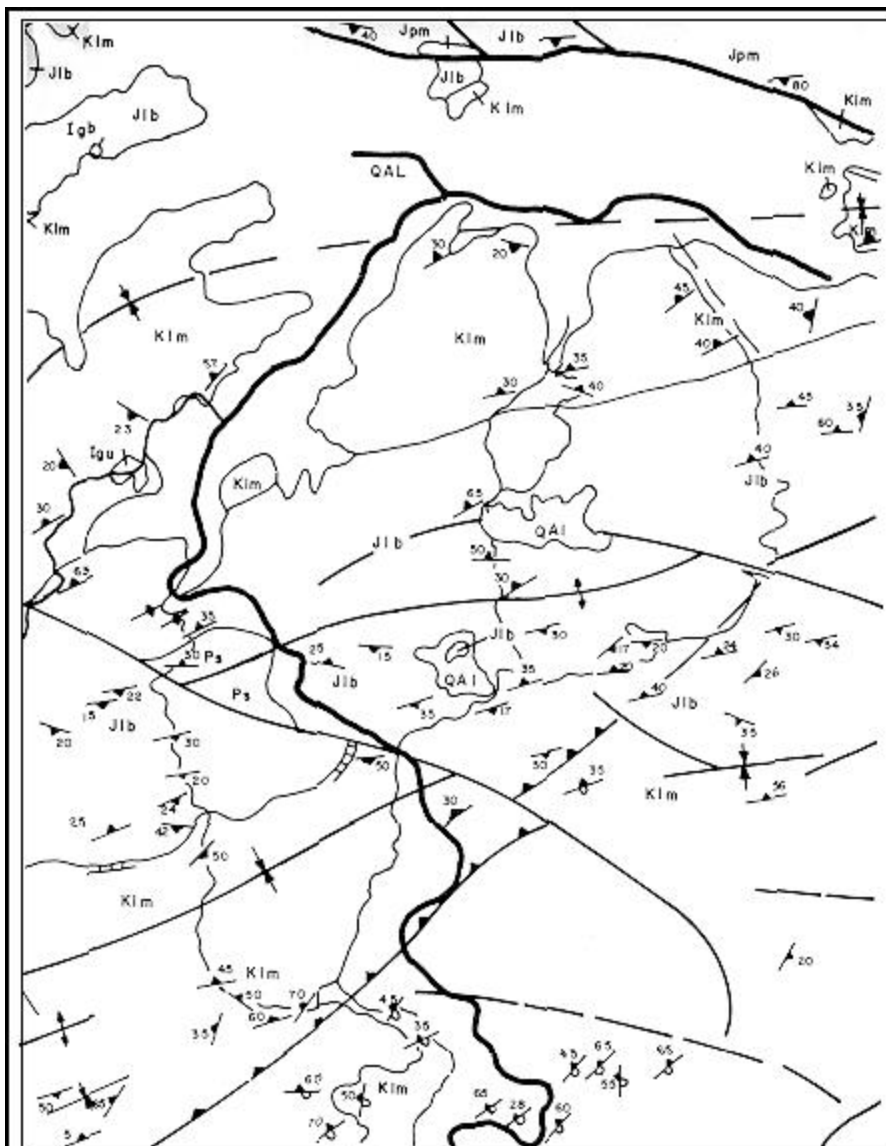
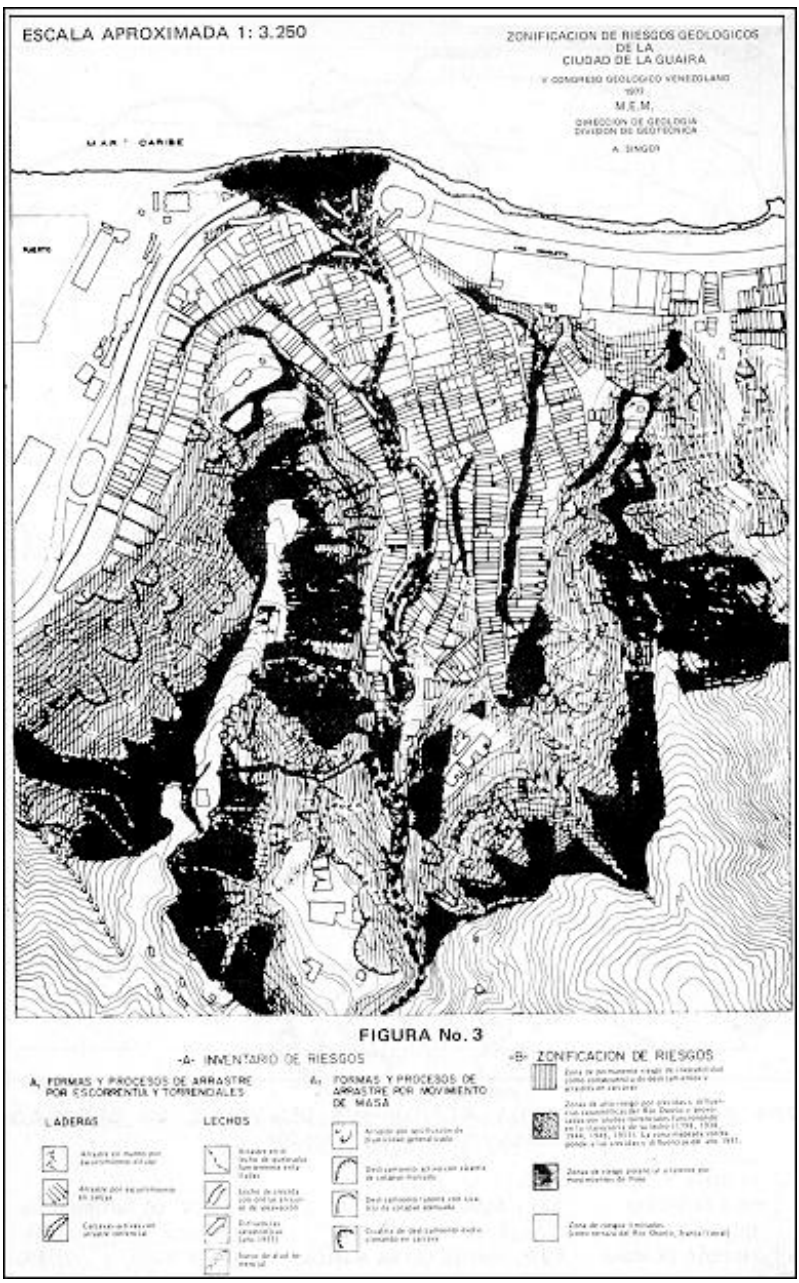
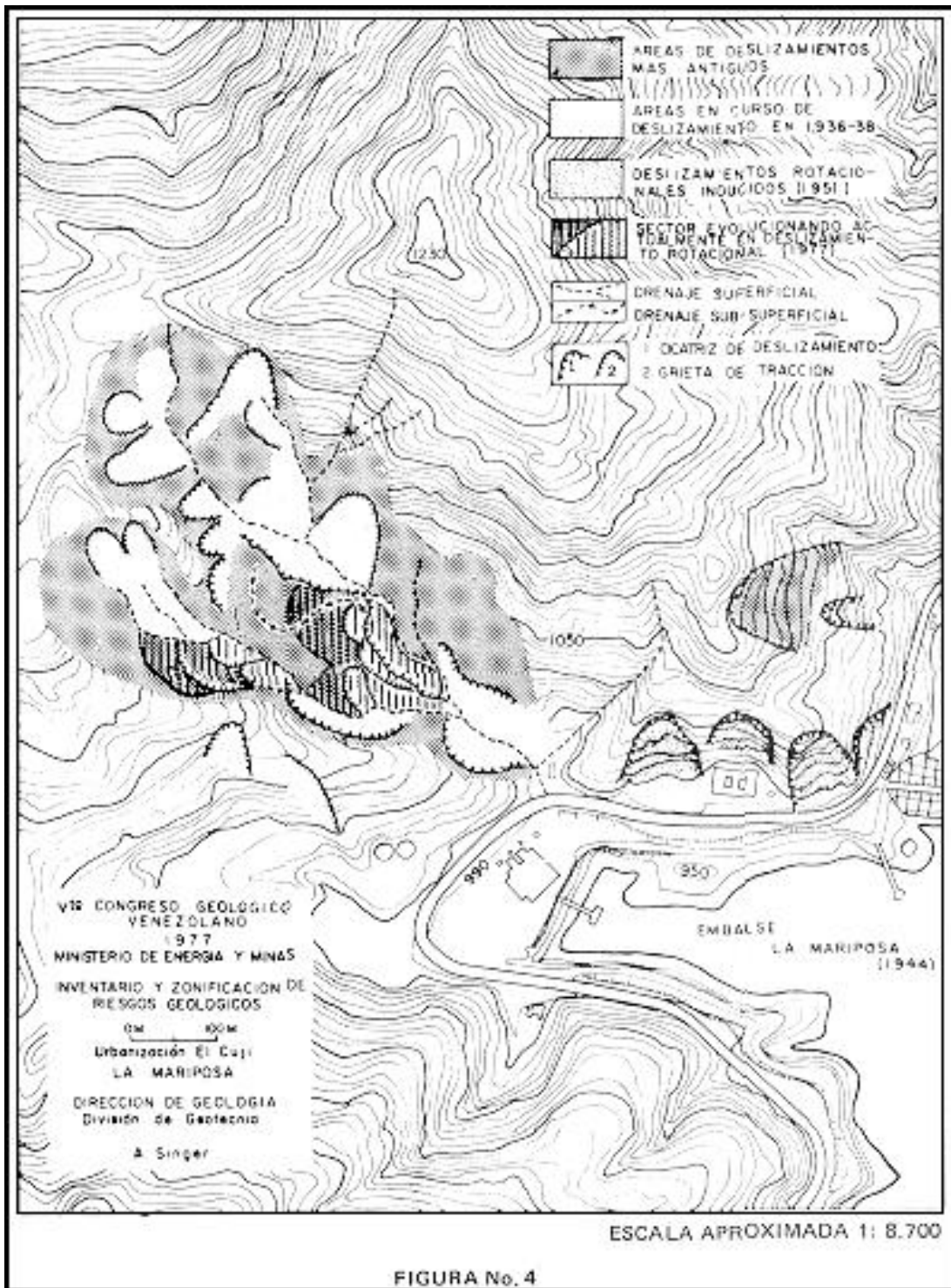
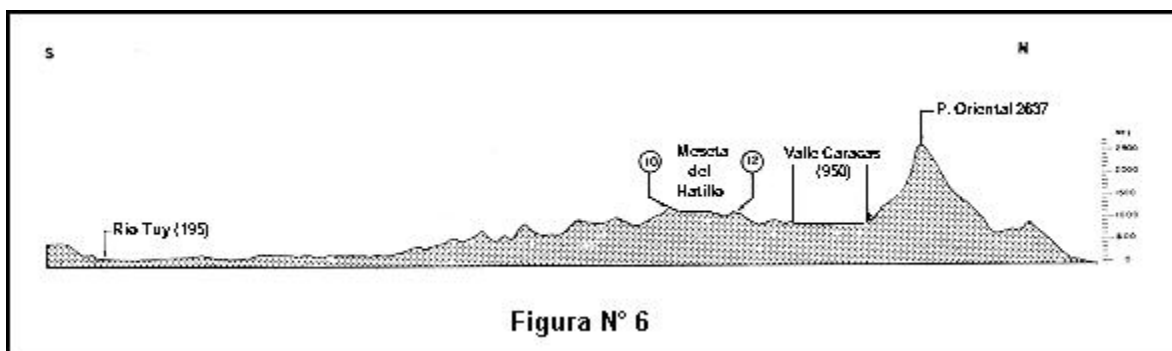
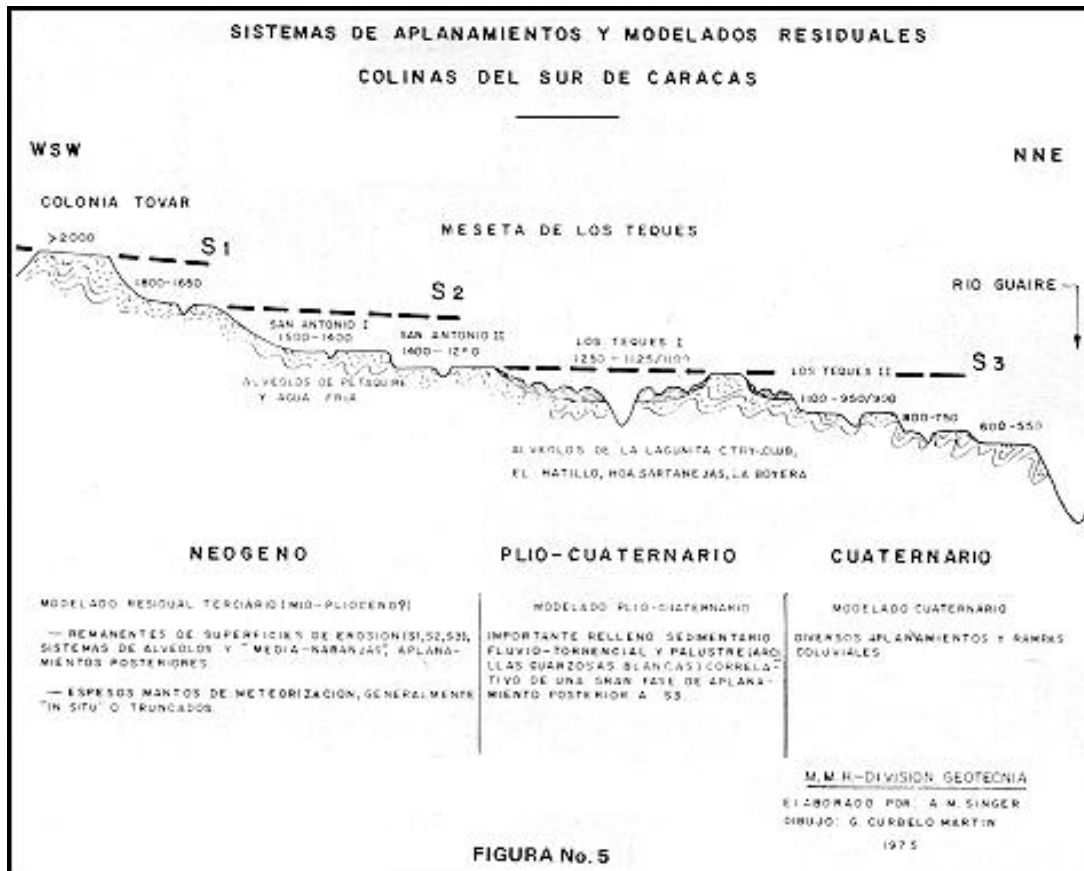


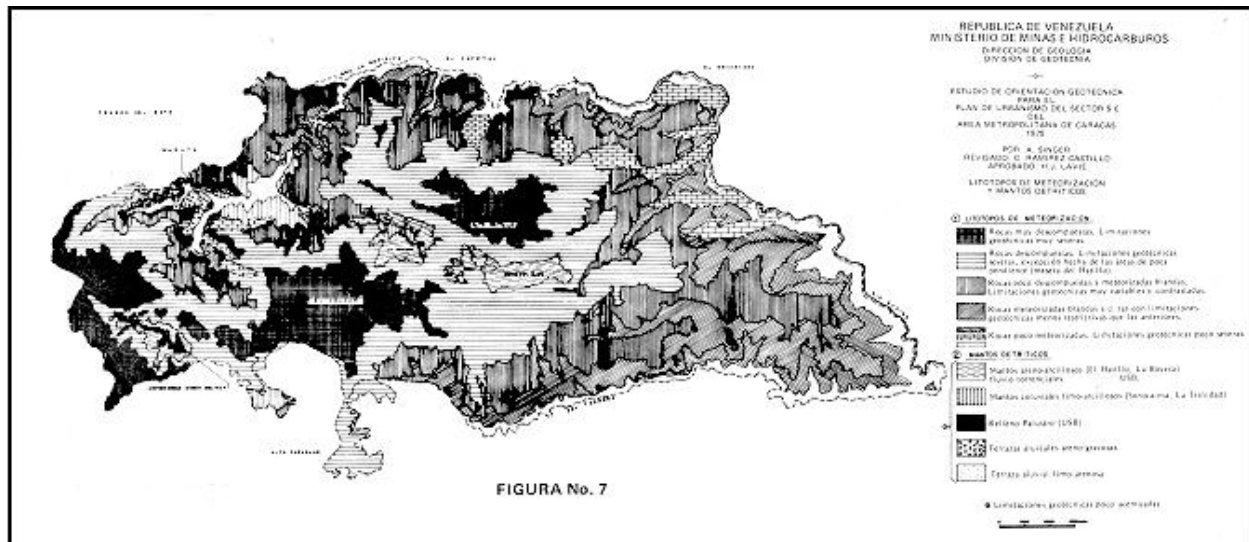
FIGURA No. 2
 MAPA GEOLOGICO DE LA REGION SUR DEL VALLE DE CARACAS
 ESCALA APROXIMADA 1: 116,200

Jlb	Fm LAS BRISAS	QAl	ALUVION	FUENTE DE INFORMACION:
Jpm	FM PEÑA DE MORA	Igu	IGNEAS ULTRA MAFICAS	DENGO S. (1951)
Ps	COMPLEJO DE SEBASTOPOL	Kim	FM. LAS MERCEDES	SMITH R.J. (1952)
				WEHRMANN M. (1972)
				M. WEHRMANN
				A. SINGER









Por A. SINGER P. V Congreso Geológico Venezolano, Memorias, Tomo V, 1977, pp. 55-76.