

EXCURSION Nº 4 — SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE

Días 17, 18 y 19 de noviembre, 1973

Coordinador: LUIS GONZÁLEZ SILVA¹

Guías: ALIRIO BEILLIZZIA¹, ALFREDO MENÉNDEZ², XAVIER PICARD³,
LUIS A. GONZÁLEZ SILVA¹

INTRODUCCION

La estructura del Sistema Montañoso del Caribe ha sido comparada con la de otros sistemas de montañas como son Los Alpes, las Montañas Rocosas, Los Apalaches, cuyas características principales son el acortamiento de la corteza terrestre por efectos de esfuerzos de compresión, los deslizamientos por gravedad, los sobre-corrimientos, etc. Estos desarrollos montañosos se han producido en la corteza continental y en lapsos geológicos muy cortos. Las evidencias estructurales, muy bien relacionadas con la geomorfología de la Cordillera de la Costa —en estado de juventud— permiten un estudio bien documentado.

El Sistema del Caribe tiene un rumbo aproximado N 80° E, una longitud de 600 Km y una anchura promedio de 100 Km; ésta última cifra podría representar una anchura original de unos 500 Km. Se extiende desde la Depresión de Barquisimeto, Estado Lara, que lo separa del Sistema Andino, hasta la península de Paria, Estado Sucre, y posiblemente continúa en la isla de Trinidad hacia el extremo oriental formando las cadenas del norte de la isla, lo cual añadiría unos 100 Km a la longitud de la Cordillera. Hacia el norte forma las islas de Venezuela, la mayor de las cuales es la isla de Margarita. El sistema sigue un rumbo aproximadamente paralelo a la costa que bordea en toda su extensión; sólo en la Depresión de Barcelona se interrumpe por un trayecto de unos 120 Km.

El sistema se divide en dos grandes cadenas: la Cordillera de la Costa propiamente dicha, y la Serranía del Interior, separadas entre sí por una depresión que se extiende, de oeste a este, desde el límite de los Estados Cojedes y Carabobo, a través de la cuenca del Lago de Valencia, hasta las depresiones del Estado Aragua y los valles del Río Tuy. La Cordillera de la Costa se interrumpe en la Depresión de Barcelona y reaparece formando las montañas al norte de los Estados Anzoátegui, Monagas y Sucre; sus últimas estribaciones en tierra firme forman la península de Paria.

1 Dirección de Geología - División de Exploraciones Geológicas.

2 Dirección de Geología - División de Hidrogeología.

3 Dirección de Geología - División de Geología Marina.



FIG. 1

La configuración de este sistema ha permitido su división en Fajas Tectónicas en la parte central, con características individuales que facilitan su estudio; de norte a sur son:

- 1) *Faja Tectónica de la Cordillera de la Costa*, limitada al norte por el sistema de fallas del Caribe y al sur por la falla de La Victoria;
- 2) *Faja Tectónica de Cauagua-El Tinaco*, entre la zona de fallas de Santa Rosa al sur y la falla de La Victoria al norte;
- 3) *Faja de Paracotos*, entre la falla de Santa Rosa al norte y la de Agua Fría al sur;
- 4) *Cinturón Volcánico-Tectónico del Grupo Villa de Cura*, limitado por las fallas de Agua Fría y Cantagallo al norte y sur respectivamente;
- 5) *Faja Piemontina*, la más extensa, forma el cinturón sur que bordea al Grupo Villa de Cura, limitada al norte por la falla de Cantagallo y al sur por el Corrimiento Frontal;
- 6) *Cinturón de Fallas de Corrimiento*; se ha denominado así a un sistema discontinuo de fallas que repiten secciones de formaciones expuestas al norte del mismo;
- 7) *Faja Volcada*, un cinturón angosto de rocas terciarias jóvenes volcadas hacia el sur;
- 8) *Faja de Buzamientos Suaves*, constituida por rocas sedimentarias del Eoceno; forman un homoclinal regional hacia el sur y constituyen la parte septentrional de Los Llanos a medida que el buzamiento se suaviza progresivamente hacia el sur.

En esta excursión sólo se visitarán las primeras cinco Fajas estructurales sobre las cuales se hace más énfasis, aunque también se incluye una breve descripción de las restantes.

RECONOCIMIENTOS

El suscrito siente gran placer en expresar su agradecimiento a los siguientes colegas colaboradores en la preparación de esta Guía: Alirio Bellizzia, Alfredo Menéndez, Xavier Picard y Miguel Wehrmann, y al Comité Organizador del II Congreso Latinoamericano de Geología por haberle confiado la responsabilidad de coordinar la excursión y guiar parte de la misma.

FAJA TECTONICA DE LA CORDILLERA DE LA COSTA

Esta Faja, la más septentrional del Sistema Montañoso del Caribe, está constituida por un gran volumen de sedimentos metamorizados y parcialmente metasomatizados que conforman al Grupo Caracas, discordante a su vez sobre el núcleo de la Cordillera, denominado Complejo de Sebastopol. Discordantemente por encima del Grupo Caracas aflora otro conjunto de rocas metasedimentarias, designadas "post-Grupo Caracas", las cuales se han descrito unos 50 Km al este de la



FAJAS TECTONICAS EN LA CORDILLERA DE LA COSTA DE VENEZUELA

FIG. 2

región de Caracas; éstas son las formaciones Urape, Muraguata y Paracotos, la última de las cuales se considera como faja tectónica individual por sus caracteres estructurales. La Formación Chuspita, descrita en esta misma región, se considera como tope del Grupo Caracas.

En el tope de la secuencia afloran rocas del Terciario Inferior (Formación Urama) y Superior (Formación Maporita), no metamorfizadas.

En el extremo este del país, después de la Depresión de Barcelona, el cinturón de la Cordillera de la Costa continúa al norte de los Estados Monagas, Sucre y Nueva Esparta. Allí las metamórficas equivaldrían al Grupo Caracas del bloque central, pero se conocen con otra nomenclatura. Las mismas están separadas por una falla longitudinal este-oeste (falla de El Pilar), de una secuencia sedimentaria del Mesozoico-Cenozoico al sur, que forma la Cuenca Oriental de Venezuela.

Debido a que la presente excursión sólo abarca la parte central de la Cordillera, no se describirán las otras formaciones; sin embargo, se ha considerado conveniente señalar el alcance y extensión del Sistema Montañoso del Caribe en su conjunto.

Secuencia estratigráfica

Gneis Granítico de Sebastopol.

Esta unidad, de grano variable, está constituida por cuarzo, feldespato, ortosa, mica, biotita, microclino, plagioclasa y muscovita, con abundantes vetas de cuarzo y zonas mineralizadas con hierro especular, junto con apatito, epidoto y magnetita como componentes accesorios.

El nombre proviene del sitio llamado Sebastopol, 23 Km al oeste de Caracas en la antigua carretera Caracas-Los Teques. La roca exhibe alineación bien marcada de los minerales, paralelamente a los ejes de los pliegues, con bandas alternas leucocráticas y melanocráticas. El gneis de Sebastopol es de origen aparentemente granítico, cuya estructura gnéisica se debe a una deformación posterior que destruyó las estructuras originales; en algunas zonas se observa textura granítica.

La edad radiométrica determinada en 1968 fue de 452 m.a. (Paleozoico Inferior). Otra determinación posterior arrojó una cifra de 41 ± 2 m.a., discrepancia que se explica al interpretar ésta última como representativa de la edad del último movimiento tectónico modificante del basamento (Orogénesis Andina).

Formación Peña de Mora.

Esta unidad está constituida por augengneis de composición granítica; contiene además gneises graníticos, esquistos gnéisicos y cuarcitas, como también zonas de migmatitas y con textura granítica. La unidad se considera como producto del metasomatismo de la parte inferior del Grupo Caracas; el paso de una área granítica a una gnéisica es transicional y es casi imposible determinar dónde comienza y dónde termina cada una de ellas.

En estas rocas el contenido de feldespato, especialmente el potásico, varía dentro de una misma unidad. Los cristales de feldespato exhiben intenso fractura-

miento por efecto de esfuerzos posteriores a su desarrollo, que produjeron estructuras de mortero en las rocas.

Grupo Caracas.

Esta unidad consiste esencialmente en rocas metamorizadas a la facies de la anfibolita en la parte inferior de la secuencia, y a la del esquisto verde hacia el tope; la presencia de anfibolita eclogítica ha conducido a algunos a pensar en una facies metamórfica más elevada. Sin embargo, se ha concluido que es producto de condiciones metamórficas muy especiales y localizadas.

En general el grupo es una secuencia monótona de gneises cuarzo-feldespático-micáceos, esquistos gnéisicos y cuarcitas en la base, que se hace más calcárea y grafitosa hacia la parte superior.

Formación Las Brisas. Esta unidad fue descrita originalmente como esquistos cuarzo-micáceos intercalados con capas conglomeráticas, gneises microclínicos y calizas cristalinas; éstas últimas forman cuerpos bien destacados y se han designado "facies de Zenda", ocupando aproximadamente la parte media de la formación. Estudios posteriores añadieron a la descripción original abundantes rocas verdes: anfibolitas granatíferas y feldespáticas, especialmente en el flanco norte del anticlinal este-oeste formado por el Grupo Caracas. Las rocas se desarrollan en lentes y capas concordantes en la formación que probablemente representan flujos basálticos metamorizados al mismo tiempo que los sedimentos. Asociadas con la litología descrita hay cuarcitas conglomeráticas y cuarcitas con cierta foliación, cuya distribución no es constante.

La parte superior de la formación consiste casi totalmente en esquistos cloríticos cuarzo-muscovíticos que pasan transicionalmente a las calizas delgadas de la Formación Las Mercedes, o a las calizas lenticulares de la Formación Antímamo.

Formación Antímamo. Está constituida por calizas lenticulares metamorizadas concordantes con las formaciones Las Brisas en la base y Las Mercedes en el tope. El espesor de las calizas alcanza hasta 30 m en capas individuales; las mismas se asocian con anfibolitas y muestran enriquecimientos en anfibolita con granates, epidoto, muscovita y pirita.

La formación representa un período de tranquilidad en el proceso de la sedimentación del Grupo Caracas en conjunto. Su edad aún es dudosa; recientemente fósiles hallados en las calizas confirman la edad Jurásico-Cretáceo atribuida al Grupo Caracas.

Formación Nirgua. Se ha definido como una unidad litológicamente diferenciada de la Formación Las Mercedes, de grado metamórfico más elevado. Consiste en esquistos cuarzo-micáceo-grafitosos, calizas cristalinas, anfibolitas, anfibolitas granatíferas y con piroxenos, anfibolitas cuarzo-cloríticas, anfibolitas feldespáticas y un tipo de roca compuesta esencialmente de feldespato y anfíboles. La secuencia contiene además mármoles dolomíticos de varios colores, equivalentes y parcialmente correlacionables con las calizas de la Formación Antímamo, pese a su asociación litológica diferente y a su mayor grado metamórfico.

Las rocas eclogíticas asociadas que forman capas y lentes concordantes dentro de la unidad no parecen haberse originado en el manto, pues indican estabilidad dentro de la corteza sobre una extensa gama de temperaturas y presiones. La presencia de las mismas se ha explicado como resultado de un proceso de acumulación de flujos basálticos durante la sedimentación, acompañados por fases efusivas. Durante el metamorfismo el agua acumulada en los sedimentos pelíticos pudo reaccionar con grafito para formar metano y dióxido de carbono; al aumentar el grado metamórfico, la composición de los basaltos cambió desde la de una asociación plagioclasa-piroxeno-olivino, a la de una asociación granate-piroxeno. Posteriormente el agua en exceso reaccionó con los metabasaltos y se desarrollaron anfíboles; éste último proceso fue incompleto o se produjo aisladamente por impermeabilización a los fluidos transformantes, por lo cual las eclogitas permanecieron inalteradas.

De acuerdo a su definición, la Formación Nirgua es, pues, transicional en su base con la Formación Las Brisas y en su tope con la Formación Las Mercedes.

Formación Las Mercedes. Se denomina así una secuencia de esquistos calcáreos asociados con calizas delgadas gris oscuras muy deformadas, y esquistos grafitosos y piríticos con abundantes fracturas en todas direcciones rellenas por cuarzo, calcita y óxido de hierro. La formación incluye además esquistos cuarzo-micáceo-sericíticos y filitas negras grafitosas. Los esquistos grafitosos, aunque son esporádicos, alcanzan espesores de hasta 60 m y contienen, además de grafito (20%), calcita, cuarzo y pirita.

Toda la secuencia está intensamente deformada con plegamiento y fracturamiento extensos. Las características de la misma permiten postular una sedimentación originalmente lutítico-calcárea en la zona batial, en la cual el material orgánico desempeñó un papel importante.

Formación Tacagua. Esta unidad consiste en esquistos verdes de grano fino, compuestos principalmente por sericita, epidoto, anfíbol y cuarzo. La formación fue originalmente material volcánico y sedimentario constituido principalmente por cenizas volcánicas. Estratigráficamente ocupa el tope del Grupo Caracas con un espesor de 20 m en su localidad tipo: quebrada El Topo, valle de Tacagua, Estado Miranda.

Rocas ígneas.

En la Faja Tectónica de la Cordillera de la Costa se reconocen numerosos cuerpos ígneos ácidos: granitos y granodioritas, intermedios y básicos.

FAJA TECTONICA DE CAUCAGUA-EL TINACO

Esta faja se extiende entre las poblaciones de Cauagua y El Tinaco con una extensión de 150 a 180 Km de longitud por unos 5 Km de anchura, limitada al norte por la falla de La Victoria y al sur por la de Santa Rosa.

*Secuencia estratigráfica.**Complejo de El Tinaco (basamento).*

Se denomina así el basamento cristalino expuesto en varios sitios de la faja, con gran volumen de afloramientos en el Estado Cojedes, que sigue un rumbo aproximado este-oeste aflorando aisladamente en los Estados Carabobo y Miranda. En el complejo se reconocen dos unidades metasedimentarias: La Aguadita y Tinapú, inferior y superior respectivamente, en contacto concordante.

Gneis de La Aguadita. Constituye gran parte del complejo y consiste principalmente en gneises hornabléndicos, gneises biotíticos, anfibolitas y rocas cuarzo-plagioclásicas. La unidad está intrusionada por cuatro plutones de trondhjemita envueltos en una ancha zona de inyección o zona migmatítica, donde el gneis está extensamente invadido por capas intrusivas y diques de trondhjemita. Pequeños cuerpos de hornablendita, diorita hornabléndica, también intrusionan al Gneis de La Aguadita.

Esquisto de Tinapú. Es una secuencia de esquistos cuarzo-albíticos y muscovíticos, esquistos albítico-cuarzo-cloríticos y conglomerados esquistosos, concordantemente suprayacentes al Gneis de La Aguadita y cubiertos discordantemente a su vez por sedimentos del Cretáceo.

Rocas ígneas plutónicas (trondhjemitas).

En la región de El Tinaco se reconocen dos períodos de actividad ígnea plutónica: uno es pre-Albiense y forma parte del Complejo de El Tinaco, y el segundo es Albiense o más joven. Aquí se consideran únicamente las trondhjemitas pertenecientes al primer conjunto.

Cuatro plutones de trondhjemita (biotita, cuarzo, oligoclasa) intrusionan al Gneis de La Aguadita en la parte sur del Complejo de El Tinaco. Los plutones están circunscritos por una ancha zona donde los paragneises están profusamente invadidos por sills y diques de trondhjemita de composición similar a la de los plutones, que se ha designado "zona de inyección". Los plutones conforman las elevaciones mayores de la región: cerros La Gloria, Tinatepo, Carrizal y Las Carpas, el mayor de los cuales es el primero, con dimensiones de un verdadero batolito. Las trondhjemitas de la zona de inyección que encierran a los plutones tienen una anchura de 5 a 7 Km y consisten en los gneises de La Aguadita con sills y vetas de trondhjemita. Las trondhjemitas forman cuerpos tabulares con espesores entre algunos cm y 15 m. Los más espesos generalmente son concordantes o ligeramente discordantes; el ángulo máximo observado entre el rumbo de los diques y el de la foliación de la roca-caja es de unos 20°. Intrusiones más delgadas, de 10 y 15 cm de espesor, forman un reticulado irregular en los paragneises y generalmente se conectan con diques y sills más potentes. También afloran localmente como pequeños cuerpos lenticulares alineados en forma concordante dentro de los paragneises.

En general las trondhjemitas son de color uniformemente gris claro verdoso. Los plutones contienen cristales de microclino de hasta 3 cm de longitud, orientación indefinida y más abundantes en los bordes de los plutones. En la zona de inyección las intrusiones trondhjemiticas carecen de porfiroblastos de feldespato

potásico; sin embargo, los resultados de análisis modales tanto de los plutones como de la zona de inyección son similares. Muestran en común una elevada proporción de plagioclasa con relación al feldespato potásico, porcentajes similares de cuarzo, y biotita como principal mineral ferromagnésico.

Brecha Ignea de Sabana Larga.

Esta es una roca compuesta mayormente por fragmentos ígneos de diámetro variable entre varios mm y cerca de 1 m, embebidos en una matriz afanítica fragmental. En general el tamaño de los fragmentos individuales y su redondez aumentan con la distancia del contacto intrusivo. En esta forma pueden distinguirse los fragmentos mayores, que en su casi totalidad están constituidos por diorita piroxénica; otros fragmentos no ígneos y relativamente abundantes, son de calizas, ftanita y gneises del Complejo de El Tinaco. Los fragmentos afaníticos están próximos a la intrusión y en general tienen igual composición y origen como los anteriores. La Brecha Ignea de Sabana Larga está cortada por una red de vetas de hasta 1 cm de espesor, de prehnita, clorita y calcita cuya secuencia de formación es posible determinar. Las relaciones estratigráficas con sedimentos cretácicos (Formación Querecual) indican que la brecha representa parte de una intrusión; se encuentra por encima de Querecual, por lo cual se atribuye su edad al post-Coniaciense a pre-Maestrichtiense.

Formación Tiramuto ("klippe" de Tiramuto)

Esta formación consiste en limolitas tobáceas de estratificación delgada, lutitas silíceas, tobas líticas básicas, aglomerados, tobas y lavas básicas. Suprayace discordantemente a la Formación Paracotos del Maestrichtiense y sus afloramientos se presentan aisladamente, limitados al norte por la misma Formación Paracotos.

No se han encontrado fósiles en la unidad, pero su posición estratigráfica por encima de la Formación Paracotos permite atribuirla al post-Maestrichtiense. Rocas similares afloran en el Cerro Copetón al sur de Güigüe, Estado Carabobo, intrusivas en la parte inferior del Grupo Villa de Cura y en contacto de falla con la Formación Paracotos. Otra posible correlación sería entre las rocas tobáceas de la Formación Tiara y Tiramuto.

El "klippe" de Tiramuto posiblemente representa el vestigio de un manto de corrimiento originalmente continuo, o simplemente un bloque deslizado por gravedad; esta última hipótesis presenta mayor posibilidad por los siguientes hechos: (a) la distribución geográfica limitada del actual "klippe" de Tiramuto; (b) la presencia de pequeñas fallas rotacionales en la parte superior del "klippe" que indican tensión; (c) la evidencia paleogeográfica, que sugiere la existencia de una pendiente hacia el sur durante el período probable en el cual se emplazó el "klippe" de Tiramuto. El aspecto caótico de las volcánicas de Tiramuto en la parte superior del "klippe" probablemente fue consecuencia de su fragilidad, que favoreció su resquebrajamiento y la formación de pequeñas fallas de rotación durante el deslizamiento.

Formación Tucutunemo

Consiste en calizas arenosas y filitas, calizas calcáreas, cuarcitas, filitas carbonáceas y conglomerados; en la base de la formación se presentan capas delgadas de tobas básicas afaníticas verdes, denominadas Miembro Los Naranjos. La Formación

Tucutunemo tiene un espesor estimado entre 350 y 1000 m. Su edad es Cretáceo Superior; su posición estratigráfica aún no se ha definido claramente, y se ha considerado como integrante tanto de la parte superior del Grupo Caracas como del "post-Grupo Caracas". Podría ser equivalente a la Formación Las Mercedes y representar, junto con la Formación Paracotos, un evento tectónico separado dentro de la historia geológica del Sistema Montañoso del Caribe.

FAJA TECTONICA DE PARACOTOS

La Faja de Paracotos es una estrecha zona ocupada por la Formación Paracotos entre las fallas de Santa Rosa y Agua Fría, al norte y sur respectivamente.

Secuencia estratigráfica

Formación Paracotos

Está compuesta por lutitas negras, areniscas impuras, calizas delgadas afaníticas de color gris claro a gris oscuro y lentes conglomeráticos en varios niveles. La formación está ligeramente metamorfozada y algunas de sus rocas han alcanzado el grado de rocas metamórficas. Este cinturón presenta una estructura arqueada que se ajusta por fallas transversales al bloque de Villa de Cura. Esta situación muestra un parámetro de comparación que permite postular que el deslizamiento del bloque de rocas volcánicas precedió al levantamiento y fallamiento de la Formación Paracotos.

La falla de Agua Fría exhibe características semejantes a las ya mencionadas y su carácter es igualmente regional.

FAJA DE ROCAS VOLCANICAS DE VILLA DE CURA

Constituye una espesa secuencia de rocas volcánicas metamorfozadas a la facies del esquisto verde. El grupo ha sido dividido en cuatro formaciones, sobre la base de diferencias litológicas en muchos casos difíciles de distinguir. Se considera que la secuencia está invertida debido a la presencia, en la Formación Santa Isabel, de minerales indicativos de un metamorfismo más alto que el del resto de la secuencia.

El Grupo Villa de Cura tiene unos 250 Km de longitud por 28 Km de anchura sobre partes de los Estados Cojedes, Guárico, Carabobo y Miranda. Su espesor se ha calculado en unos 4500 m. Su posición estratigráfica es problemática; sin embargo, cada nueva investigación acentúa la tendencia a considerar su posición como alóctona. En la actualidad se realizan estudios gravimétricos en todo el bloque de rocas volcánicas, especialmente a lo largo de secciones transversales, para tratar de determinar su espesor y profundidad; los resultados preliminares apoyan la hipótesis de la aloctonía.

El bloque de Villa de Cura está limitado al norte y sur por dos fallas longitudinales de ángulo alto: Agua Fría y Cantagallo respectivamente; se ha sugerido la

posibilidad de que se traten de una sola falla continua a profundidad. Las formaciones del grupo han sido descritas en detalle en publicación, por lo cual sólo se incluye aquí una descripción somera.

Formación El Caño

Constituye la base del Grupo Villa de Cura y consiste en metalavas básicas finamente laminadas, cuya mineralogía predominante es: agregados de albita, pumellyita, clorita, actinolita, sericita y cuarzo finamente dividido. Con estas lavas se intercalan filitas negras de mineralogía similar, y conglomerados volcánicos, especialmente hacia la base de la formación. A estas rocas se asocian además capas de rocas silíceas de color verde pálido y espesor variable hasta un máximo de 10 cm; lavas ferromagnéticas con piroxeno, augita, plagioclasa y albita alterados y lavas afaníticas de color verde claro con estructuras de almohadillas y envolturas de un material de textura más gruesa que la parte interna.

Formación El Chino

La litología de esta formación muestra similitudes con la de El Caño; contiene metatobas bandeadas piroxénicas y lavas con cierta foliación, intercaladas con filitas negras; metatobas de color azul-verdoso; metabasaltos, basaltos espilíticos y esquistos cloríticos; con estas rocas alternan bandas de metachert negro muy fracturado, distintivas de la unidad. Además de esta litología la formación incluye una toba cristalina de color verde claro que meteoriza blanco grisáceo; otra toba de color violeta muy característica sólo se observa en esta formación.

Formación El Carmen

La descripción original de esta unidad señala basaltos espilíticos, tobas cristalinas, metacherts negros y lavas. Los afloramientos son bastante extensos y consisten principalmente en basaltos espilíticos, lavas de diversos colores y tonalidades, más comúnmente verde claro a verde oscuro, gris claro a gris oscuro y tonos variables de éstos. Las tobas de varios tipos son muy importantes en la unidad: tobas de grano fino, compuestas principalmente por clorita y cristales de plagioclasa y augita embebidos en ellas; las tobas de grano medio a grueso, de mineralogía esencialmente igual son menos abundantes; conglomerados volcánicos compuestos por fragmentos de tobas y lavas en una matriz de clorita, epidoto, albita y cuarzo. Muchos fragmentos de lava en los conglomerados son muy similares a las lavas de la parte basal. Las lavas aparecen como flujos de espesor variable (1 a 5 m). Su composición mineralógica es de fenocristales de augita y plagioclasa, bastante alterada esta última a actinolita, clorita y epidoto.

La formación es concordante en su base con la Formación El Chino, de litología similar, y hacia el tope es también concordante con la Formación Santa Isabel.

Formación Santa Isabel

Esta unidad es una espesa secuencia de esquistos cloríticos, esquistos cuarzo-plagioclásicos, esquistos clorítico-muscovíticos, metacherts en capas de 2 a 3 m de espesor de color verde claro, y metalavas verde oscuras. Por su carácter esquistoso es la menos difícil de identificar en el campo, e imposible de confundir con el resto

del Grupo Villa de Cura; sólo en superficies meteorizadas puede ofrecer confusión. Los esquistos cloríticos consisten en 80% de clorita con cantidades menores de feldespato, anfíboles y epidoto; los esquistos cuarzo-plagioclásico-cloríticos son la litología más abundante, con esquistosidad bien desarrollada. La plagioclasea es el principal componente, en fenocristales maclados de hasta 5 mm de longitud; el resto de los componentes son cuarzo en cristales de varios tamaños, clorita en forma de hojas y fibrosa, anfíboles en forma de grupos dispuestos radialmente, epidoto finamente dividido o en agregados de minerales. Las metalavas son rocas de color verde azulado y grano fino, y se intercalan con los esquistos anteriores; son muy similares a las de la Formación El Carmen, pero se diferencian por su asociación litológica. La composición mineralógica es asimismo similar a la de las lavas de El Carmen; el piroxeno predominante es la augita muy bien cristalizada.

Formación volcánica Tiara

Esta formación es una secuencia de rocas volcánicas expuestas discontinuamente en la región de Los Teques-Cúa, y que se consideran como rocas tobáceas que no han sufrido metamorfismo. Estas rocas se reconocen también en Aragua central y son discordantes sobre el Grupo Villa de Cura. En los Estados Guárico y Carabobo se describen rocas correspondientes a la Formación Tiara.

La unidad está constituida por lavas vesiculares con vesículas rellenas de cuarzo, calcita y feldespato que al ser removidos por la erosión dejan una superficie rugosa muy característica y fácil de reconocer; generalmente están en el tope de la formación. Otras rocas muy abundantes en la misma son lavas almohadilladas y una toba verde oscura de grano medio sin metamorfismo, compuesta por fenocristales de piroxeno (augita), olivino y plagioclasea, granos menores de los mismos minerales, y clorita, actinolita y epidoto como productos de alteración; además hay conglomerados y brechas con fragmentos volcánicos angulares, algunos de los cuales alcanzan hasta 60 cm de longitud.

Rocas ígneas intrusivas en el Grupo Villa de Cura

Una secuencia básica y ultrabásica intrusiona al Grupo Villa de Cura en forma de cuerpos ígneos de tamaño variable entre apenas 400 ó 500 m² y 70 Km² (p. ej., el plutón de Chacao). El tipo más común de roca ígnea es una roca gabrítica verde oscura, de grano medio a grueso y composición bastante uniforme. Otra es diorita piroxénico-hornabléndica, de grano grueso, consistente en cuarzo, feldespato, piroxeno (reliquias) y fenocristales de hornablenda, el mineral más abundante en estas intrusiones. Hay gradación desde la roca gabrítica hasta la diorítica que se observa muy bien en los cuerpos de mayores dimensiones, como p. ej., la diorita piroxénica de Chaparrote, de unos 18 Km² de extensión, muy bien expuesta en el camino Chaparrote-El Coco y las quebradas Chaparrote y Las Calesitas.

Las serpentinitas también abundan, generalmente en los contactos de falla, por lo cual se postula su asociación con las mismas; presentan intenso fracturamiento y cizallamiento; estas rocas también son comunes en los sedimentos del Cretáceo y Terciario al sur de la falla de Cantagallo, donde se interpretan como masas alóctonas. Además hay peridotitas localizadas a lo largo de las fallas mayores tales como Cantagallo, y en los sedimentos cretácico-terciarios.

FAJA PIEMONTINA

Representa una de las unidades más extensas de este conjunto, desde Boca de Unare en el Estado Anzoátegui hasta San Carlos, Estado Cojedes; está limitada al norte por el sistema de fallas que la coloca en contacto con el Grupo Villa de Cura (falla de Cantagallo) y al sur por la zona de fallas del Corrimiento Frontal.

Esta unidad tectónica está formada por la secuencia del Terciario-Cretáceo en la cual se ha desarrollado un plegamiento apretado hacia el sur y fallas de corrimiento que buzcan al norte. En la faja afloran las formaciones Garrapata, Querecual, San Antonio, Mucaria y Guárico.

La Faja Piemontina se caracteriza por plegamiento intenso hacia el sur con planos axiales buzando al norte; se presentan dos tipos de pliegues: amplios con plano axial casi vertical, y pliegues cerrados y acostados con plano axial buzando al norte. Este plegamiento muy característico forma una estructura imbricada que se observa en toda el área cubierta por la faja. El mismo ha producido deslizamientos (corrimientos) de unidades más antiguas sobre sedimentos más jóvenes, fenómeno muy común en el área. En diferentes sitios se aprecian "lonjas" de las formaciones Querecual y Mucaria que "cabalgan" sobre sedimentos de la Formación Guárico. Este mecanismo se observa en la región de Camatagua; está presente en la de San Juan de Los Morros y persiste en casi toda su extensión.

Los corrimientos buzcan hacia el norte y el deslizamiento de estratos sobre estratos es evidente. En este sentido es posible que estratos aún de una misma unidad, como p. ej., areniscas gruesas de la Formación Guárico, se deslizaron sobre otras areniscas de la misma unidad, actuando como lubricante las lutitas intercaladas entre ambas.

Se ha sugerido la aplicabilidad en la Faja Piemontina de la hipótesis de la tendencia a la horizontalidad de las fallas de corrimiento a profundidad, análogamente a casos descritos en la literatura publicada sobre otras regiones. Si ésto se cumple en la Faja Piemontina, habría que postular —además del transporte total de toda la unidad— la convergencia de varias fallas de corrimiento en una sola, lo cual contribuyó al movimiento de todo el bloque en conjunto. Si ésto es correcto, todos estos sedimentos han sido transportados hacia el sur; por consiguiente, la Faja Piemontina es alóctona y su cuenca sedimentaria estuvo situada originalmente al norte de su posición actual, posiblemente en el sitio ocupado hoy por las volcánicas de Villa de Cura.

Inmediatamente al sur de la falla de Cantagallo, en el Miembro Los Cajones, comienzan a presentarse alóctonos de las formaciones Garrapata, Querecual y Mucaria: bloques exóticos de dimensiones variables hasta convertirse en franjas alternas de estas unidades, de hasta varios Km de longitud por 1 y 2 Km de anchura. La aloctonía desaparece paulatinamente hacia el sur, y en sólo muy contados casos se observan pequeños bloques exóticos dentro del "flysch" de Guárico.

Los afloramientos de la Formación Garrapata definitivamente se restringen al borde norte de la cuenca en forma de bloque alóctono en afloramientos aislados dentro del Miembro Los Cajones.

La culminación de esta serie de corrimientos es la gran estructura del Corrimiento Frontal, donde la Formación Guárico está corrida sobre las formaciones Quebradón y Roblecito. Esta falla tiene rumbo general este-oeste hasta el río La Sardina, donde comienza a ser desplazada hacia el sur y sureste por fallas transversales y verticales menores; la mayor de éstas es la falla de Camové, que corta la diorita hornabléndica de Chaparrote; desde allí toma rumbo N 15°E, siempre desplazada en tramos por fallamiento transversal. A la altura de Los Flores la falla de Cantagallo toma rumbo norte-sur y luego N 15°E para terminar contra la falla de La Puerta. En su tramo norte-sur la falla de Cantagallo tiene un ángulo de buzamiento bastante alto; en la quebrada Toruno se midieron 80° NO.

Algunas de las fallas transversales posteriores que desplazan a la estructura de Cantagallo son de gran extensión y desplazan también al conjunto sedimentario al sur; la falla de La Palambra es una de las mayores. Estas fallas son evidencia clara de los movimientos de ajuste del bloque exótico de Villa de Cura, que tuvieron lugar después del emplazamiento y en sentido NE-SE. Entre otras fallas importantes se cuenta la falla de La Puerta, con desplazamiento de hasta 10 Km, y la falla de Guaitoco con rumbo N 40°O y desplazamiento mínimo de 15 Km; las fallas menores de este tipo son comunes en la Formación Guárico, con desplazamientos variables entre metros y varios kilómetros.

Secuencia estratigráfica

Formación Querecual

Esta unidad está constituida por calizas delgadas de color gris oscuro a negro, afáníticas, con abundantes concreciones calcáreas que generalmente contienen macrofósiles, en alternancia con lutitas negras y capas finas de frita. La formación aflora en forma de lentes y fajas alargadas sin ordenamiento en la secuencia estratigráfica; esto permite afirmar que se trata de corrimientos sucesivos de la secuencia sedimentaria, producidos por el empuje del bloque de Villa de Cura durante su deslizamiento.

El espesor en la sección tipo es de 750 m; sin embargo, es difícil medirlo por las complejidades estructurales. Su edad Turoniense está bien establecida por su contenido de macro- y microfósiles.

Formación Garrapata

Se designa con este nombre una serie de conglomerados, areniscas y lutitas impuras expuestas a lo largo de la carretera San Juan de Los Morros-San Sebastián en el Cerro Pariapán. Posteriormente se ha extendido el sentido de la unidad para abarcar asperones, grauvacas, areniscas líticas, limolitas y lutitas silíceas; estos sedimentos están intrusados por sills de diorita piroxénica y brechas de explosión.

La formación forma cuerpos alargados e inconexos a lo largo del borde norte de la Faja Piemontina, circundados total o parcialmente por sedimentos de la Formación Guárico (Miembro Los Cajones). Se considera como alóctona y su edad (Coniaciense, sobre la base de macrofósiles) aún es dudosa.

Formación San Antonio

En su sección-tipo en Venezuela oriental, consiste en calizas y lutitas negras, areniscas de grano fino a medio y color gris claro en capas bien definidas, y capas menos abundantes de ftañita gris. En la Faja Piemontina consiste principalmente en areniscas de grano fino muy potentes, asociadas con calizas delgadas y capas de chert en menor cantidad.

Junto con la Formación Querecual, la Formación San Antonio compone el Grupo Guayuta; las unidades son concordantes entre sí. Su edad se ha establecido por fósiles como post-Turonense.

Formación Mucaria

Esta formación fue descrita entre Acarigua y El Pao en Venezuela centro-occidental; consiste predominantemente en lutitas silíceas grises que meteorizan pardo claro a pardo amarillento, intercaladas con capas de ftañita gris claro, calizas afaníticas delgadas y un microconglomerado cuarzoso. Las limolitas, muy competentes y endurecidas, presentan laminación bien marcada, desprendiéndose al meteorizar en planchas o lájas de 5 a 10 cm de espesor.

La Formación Mucaria suprayace a las formaciones Querecual y San Antonio y es concordante en el tope con la Formación Guárico. Su edad se ha determinado como Campaniense-Maestrichtiense. Se considera equivalente parcial o total de la Formación Paracotos.

Formación Guárico

Esta unidad aflora sobre una extensa zona de la Faja Piemontina, desde la Depresión de Unare en el Estado Anzoátegui, Venezuela oriental, hasta el Surco de Barquisimeto en el límite de los Estados Lara y Portuguesa, aunque aquí recibe otros nombres.

En términos generales su secuencia litológica es una alternancia de lutitas y areniscas con intercalaciones de caliza y lentes de conglomerado cuarzoso; sin embargo lo característico es la alternancia de lutitas, areniscas y limolitas, que se ha denominado "flysch" por su similitud con este tipo de sedimentación en otras regiones, que representa el relleno de una cuenca a profundidades no mayores de 200 m. En esta facies "flysch" tanto las areniscas como las lutitas son de color pardo sucio, amarillento; las areniscas son de grano fino, con feldespato detrítico y fragmentos líticos, en espesores variables entre 2 y 15 cm, y exhiben abundantes tubos y huellas de gusanos y marcas de base. La unidad contiene además por lo menos dos tipos de areniscas diferentes a las anteriores: una de color gris claro, cuarzosa, con espesores de hasta 10 y 15 m, en cuya secuencia las lutitas ocupan un porcentaje mínimo, y otra más impura, con fragmentos volcánicos en una matriz verdosa.

La Formación Guárico es de edad Paleoceno, posiblemente extensiva al Eoceno inferior; su espesor se ha calculado en unos 4000 m. Además de la facies "flysch" incluye un miembro que marca el tope de esta sedimentación, y además contiene numerosos bloques alóctonos de rocas sedimentarias ígneas (ácidas y básicas) y metamórficas, que se ha denominado Miembro Los Cajones. Otros dos miembros calcáreos integran la formación: Morro del Faro —consistente en calizas arrecifales

paleocenas, y Caramacate, que representa la sedimentación circundante al arrecife y contiene ricas macrofaunas.

Formación Escorzonera

Esta unidad aflora en la zona septentrional de la Faja Piemontina, posiblemente en forma de bloques alóctonos. En su localidad-tipo (Cerro Escorzonera), en el Cerro Los Burros y en el Morro del Faro, está en contacto de falla con el Grupo Villa de Cura y con el Miembro Los Cajones de la Formación Guárico.

Consiste en lutitas y calizas grises a gris verdosas, intercaladas con areniscas en capas de 5 y 10 cm de espesor. Su posición estratigráfica es dudosa; sus relaciones de campo con otras unidades no son claras, pero sugieren su posición alóctona. Su edad, determinada como Maestrichtiense, permite correlacionarla en el tiempo con la Formación Paracotos. Posiblemente las características sedimentarias de la Formación Escorzonera representan un ambiente precursor de los arrecifes paleocenos de la Formación Guárico.

ZONA DE FALLAS DE CORRIMIENTO

El límite sur de la Faja Piemontina es el Corrimiento Frontal, que pone en contacto a la Formación Guárico con sedimentos de las formaciones Quebradón y Quiamare. En su recorrido mayor de 300 Km, el Corrimiento Frontal no es una estructura única, sino que consiste en varias fallas de corrimiento, algunas de las cuales alcanzan varios Km de anchura, ocupando las "zonas de fallas de corrimiento". En las mismas afloran rocas de diversas formaciones (Peñas Blancas, Viñoño, Roblecito, Querecual, San Antonio) y tienen su mejor expresión en el río Chacual, donde reciben el nombre de Complejo de Chacual.

FAJA VOLCADA

Es un cinturón angosto constituido por rocas de las formaciones Quebradón y Quiamare, que por efectos del Corrimiento Frontal se plegaron fuertemente hasta el volcamiento del flanco norte de un sinclinal regional. Este volcamiento se observa bien en la base de la Formación Quebradón (Miembro Galeras) que forma las alturas más prominentes del área.

Las estructuras más importantes en la Faja Volcada son los sinclinales de El Cumbito, El Jagüey, Piritál y Guaitoco, todos los cuales se desarrollan tanto en la Formación Quebradón como en Quiamare.

La Formación Quebradón consiste en un miembro basal de areniscas potentes, denominado Miembro Galera, y una secuencia superior, también arenácea, con intercalaciones de lutitas arenosas. Esta sedimentación representa condiciones bien definidas de ambiente deltaico con una fuente sedimentaria no muy distante al oeste de su posición actual; hacia el tope de la secuencia las aguas fueron quizás más someras, salobres, y menos marinas hacia el oeste. La unidad continúa hacia el este donde incluye capas de carbón que alcanzan su máximo desarrollo en Naricual

donde recibe el nombre de Formación Naricual, equivalente a Quebradón. Su edad se ha establecido como Mioceno.

La Formación Quiamare, concordante en su base con Quebradón, representa las últimas etapas del relleno de la cuenca de Guárico, en condiciones de ambiente continental. La litología predominante es una de areniscas y conglomerados mal escogidos, con abundantes óxidos de hierro como material cementante, y un espesor estimado en unos 500 m. Su edad es Mioceno medio-superior. Hacia el este pasa transicionalmente a las formaciones Capiricual, Uchirito y Carapita. Hacia el oeste está cubierta por aluviones y conglomerados formados por cantos de diferentes tipos, aglutinados por óxidos de hierro.

FAJA DE BUZAMIENTOS SUAVES

La Faja de Buzamientos Suaves puede considerarse como un homoclinal regional hacia el sur; el plegamiento es abierto, con ejes aproximadamente paralelos al rumbo de las fallas de corrimiento en la Faja Piemontina, y en la Zona de Fallas de Corrimiento. El desarrollo de estas estructuras debió tener lugar en el Mioceno superior, ya que en ellas intervienen sedimentos de la Formación Quiamare; es decir, no sufrieron los efectos de los movimientos fuertes del Paleoceno y Eoceno.

En esta faja la Formación Roblecito constituye la mayor parte de los afloramientos. Las estructuras más prominentes son las de El Amparo, Roblecito, El Padre y La Ceiba, donde se agrupan una serie de sinclinales y anticlinales. La Formación Roblecito del Eoceno superior, descrita originalmente en el subsuelo de Guárico, consiste en lutitas marinas fosilíferas gris oscuras, poco consolidadas. La unidad tiene una inclinación de 10° y 15° S que disminuye progresivamente en esa dirección hasta hacerse prácticamente horizontal. Su posición estratigráfica parece ser concordante en la base con la Formación Guárico.

* * *

PROGRAMA DE LA EXCURSION

Primer día, 17 de noviembre de 1973

Salida de Caracas: 7:30 a.m.—Autopista Coche-Tejerías.

0 Km — Estación de Peaje de Tazón.

19.0 Km — Desvío hacia Charallave.

Parada 1 (29,3 Km).—Sedimentos de la Formación Tuy (Mio-Plioceno) en contacto de falla con la secuencia filítica de la Faja Tectónica de Caucagua-El Tinaco (Formación Tucutunemo). La Formación Tuy consiste en lutitas abigarradas con abundantes canales fluviales.

Parada 2 (31,0 Km).—En el afloramiento a la izquierda se aprecia en el corte del cerro los sedimentos de la Formación Tuy, en los cuales se observan muy bien los

canales fluviales; en las areniscas y conglomerados se ha desarrollado estratificación cruzada. También se observa un graben, probablemente producido por compactación diferencial en las lutitas, areniscas y conglomerados.

Parada 3 (44,0 Km).—Lecho del río Tuy. Faja Tectónica de Paracotos: filitas muy tectonizadas de la Formación Paracotos.

Parada 4 (46,0 Km).—Aquí se observa el contacto de falla de la Formación Paracotos con el bloque de rocas volcánicas de Villa de Cura. La situación permite inferir que el bloque de Villa de Cura se deslizó por encima de la ya existente Formación Paracotos.

Parada 5 (55,0 Km - 66,0 Km - San Casimiro). *Ventana de El Tagual:* afloramiento de lutitas negras, a veces calcáreas, con bloques de caliza (Formación Querecual) y bloques exóticos de otras litologías, posiblemente del Miembro Los Cajones: secuencia de "wildflysch" que contiene numerosos bloques exóticos. Esto podría indicar su extensión desde el frente de montañas por debajo del bloque de Villa de Cura.

Parada 6 (70,5 Km).—Esquistos verdes y azules de la Formación Santa Isabel, tope del Grupo Villa de Cura.

Parada 7 (74,0 Km).—Formación volcánica Tiara, en contacto con el Miembro Los Cajones de la Formación Guárico; masa de serpentina como bloque exótico dentro de Los Cajones.

Parada 8 (85,0 Km).—Bloques exóticos de la Formación Garrapata y otras litologías (fragmentos ígneos, metamórficos, volcánicos y sedimentarios) en el Miembro Los Cajones de la Formación Guárico.

Parada 9 (91,0 Km - 101,0 Km: C. A. Consolidada de Cementos).—Discordancia entre las rocas volcánicas de Tiara y las calizas arrecifales del Miembro Caramacate de la Formación Guárico. Hacia el este del cerro principal se observa un monículo de rocas basálticas.

Entrada a San Sebastián - 88,0 Km.

Parada 10 (10,70 Km) - Cantera de El Totumo. Volcánica de Villa de Cura en contacto de falla con las calizas del Miembro Morro del Faro de la Formación Guárico.

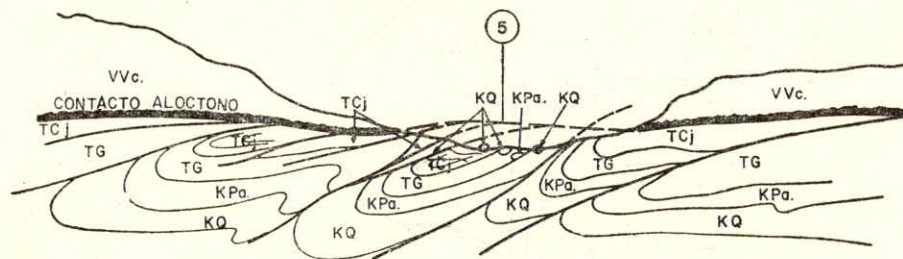
Salida a la vía principal - 108,5 Km.

Parada 11 (111,0 Km).—Brecha volcánica explosiva en la Formación Garrapata.

Parada 12 (113,0 Km - 115 Km: San Juan de Los Morros). Formación Garrapata: secuencia cíclica repetitiva de conglomerados, areniscas y lutitas, intrusionada por sills de piroxenita y brechas explosivas. Cabe destacar que todo el Cerro Paripán (mal llamado Garrapata) es un bloque exótico en el Miembro Los Cajones.

Parada 13 (118,0 Km).—Grandes bloques exóticos de conglomerados polimixtos de la Formación Garrapata en el Miembro Los Cajones.

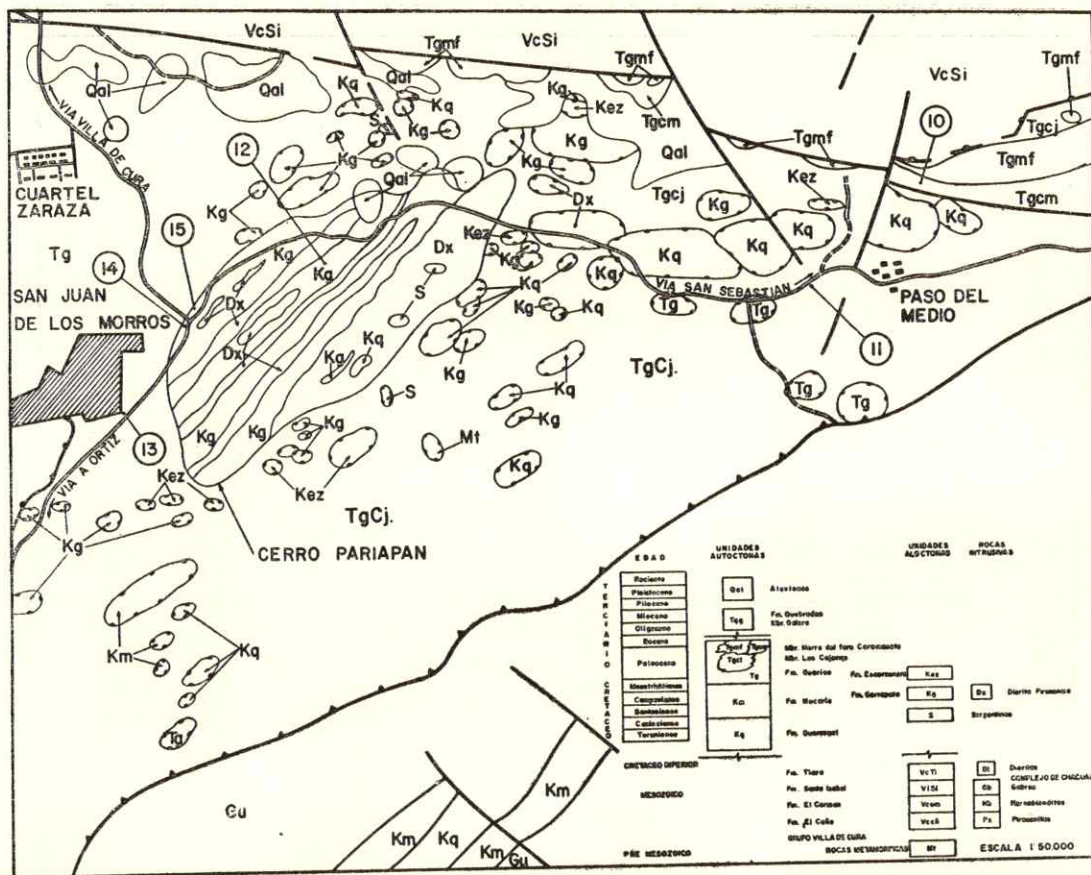
Parada 14 (121,0 Km) - Parada opcional: Fuentes termales de San Juan de Los Morros.—Afloramiento de la Formación Guárico en el Monumento a La Bandera. Secuencia repetitiva alternada de areniscas y lutitas de la Formación Guárico (facies "flysch").



CORTE ESQUEMATIZADO DE LA VENTANA DE EL TAGUAL

- | | |
|------|---------------------------------|
| VVc. | VOLCANICAS DE VILLA DE CURA |
| TCj. | FM. GUARICO MIEMBRO LOS CAJONES |
| TG | FM. GUARICO |
| KPa. | FM. PARACOTOS |
| KQu. | FM. QUERÉCUAL |

FIG. 3



Parada 15 (125,0 Km - La Puerta).—Falla de La Puerta, Volcánicas de Villa de Cura (Formación Santa Isabel) en contacto de falla con el Miembro Los Cajones. Se observa la heterogeneidad de los materiales incluidos de "wildflysch" del Miembro Los Cajones. Hay grandes bloques de calizas paleocenas del Miembro Morro del Faro que por lo menos en este sitio son bloques deslizados.

Segundo día, 18 de noviembre de 1973

Salida de San Juan de Los Morros. Hora: 7:30 a.m.

19,0 Km *Villa de Cura.*

39,0 Km *Parque Nacional "Agustín Codazzi".*

40,0 Km *Encrucijada de Maracay; regreso a la Autopista Caracas-Valencia.*

49,0 Km *Maracay.*

87,0 Km *Valencia.*

88,5 Km *C. A. Consolidada de Cementos.*

Parada 16 (99,0 Km) - Cantera de CAMPA.—En esta parada se observan las formaciones del Grupo Caracas: Las Brisas, Antímano y Las Mercedes. De sur a norte la sección es: esquistos cuarzo-muscovítico-sericítico-calcáreos y localmente grafitosos de la Formación Las Mercedes; calizas cristalinas de color gris azulado, macizas y característicamente lenticulares, como se observa en la cantera, de la Formación Antímano. El paso de la Formación Las Mercedes a la Formación Antímano y de ésta a la Formación Las Brisas es normal y concordante. Bordeando la cantera y en dirección norte: esquistos gnéisicos y cuarcitas conglomeráticas con cuarzo ahumado, bastante plegados, esquistos cuarzo-muscovíticos en los que se observan reliquias de granates de la Formación Las Brisas.

Parada 17 (100,0 Km) - Cantera La Juanera.—Aquí se observan esquistos gnéisicos de la Formación Las Brisas, muy deformados, cizallados, con desarrollo incipiente de cristales de feldespatos y cuarzo que se hacen progresivamente más abundantes y de mayor tamaño hacia el norte, hasta alcanzar desarrollo de verdaderos ojos. Estos "augen" están rodeados por material micáceo y cuarzoso. En todo el afloramiento hay fallas pequeñas y vetas de material aplítico y pegmatítico. En general la zona es muy perturbada.

Regreso de Nagua-Nagua para tomar la Autopista.

Estación de Peaje - Autopista Valencia-Puerto Cabello: 106,0 Km.

Monumento a Atanasio Girardot: 110,0 Km.

Parada 18 (113,8 Km) - Formación Peña de Mora.—Aquí se observa el aumento progresivo de los porfidoblastos de feldespato en el gneis de esta formación.

Parada 19 (118,0 Km) - Fuentes Termales de Las Trincheras.—Geológicamente éstas son aguas jóvenes, probablemente provenientes del magma granítico, que ascienden a la superficie a lo largo de zonas de debilidad.

Inmediatamente al salir del pueblo de Las Trincheras: afloramiento de la Formación Las Brisas, compuesto por gneises grises de grano fino, biotíticos, con capas cloríticas. Se observa el clivaje desarrollado en este tipo de rocas.

(NOTA: AGUAS TERMALES DE LAS TRINCHERAS):

Las Trincheras es un pueblo situado en el Distrito Puerto Cabello, entre las ciudades de Valencia y Puerto Cabello y al norte de la nueva Autopista. Su elevación es de unos 360 m sobre el nivel del mar. Dos fallas transversales, con rumbo aproximado N 45°E y fallas de menor importancia afectan la región y producen las zonas de debilidad por donde ascienden estos gases y aguas calientes. Posiblemente exista una gran falla con rumbo aproximado N-S, pero la evidencia es insuficiente.

Las instalaciones consisten en estanques de cemento comunicados entre sí; el primero recibe agua directamente de la fuente y la distribuye a otros. En el proceso el agua pierde calor y puede ser utilizada. También existen grietas por donde sólo escapan gases que tienen aplicaciones medicinales.

Temperatura del agua: (a) en las fuentes naturales: (1) fuente central: 85,8°C; 91,5°C; 87,0°C; (b) estanque # 1: las temperaturas varían entre 51,0 y 51,4°C; (c) estanque # 2: entre 39,7 y 40,3°C.

Gastos de las fuentes: El gasto de las fuentes se midió en los desagües de los estanques # 1 y 2. Estanque # 1: 330 m³/día; Estanque # 2: 87 m³/día. Estas medidas se tomaron en 1938, año en el cual hubo un período de invierno prolongado.

Gas de Las Trincheras: El mayor desprendimiento de gas es la fuente central, con un promedio de 0,23 l./min. a 0°C y 760 mm de presión. En toda la fuente de Las Trincheras el promedio de gas seco no sobrepasa 1 l./min.

Análisis del gas: CO₂: 7,1%; O₂: 1,2%; N₂: 91,0%; gases inertes: 0,7% por diferencia; H₂S: trazas; gases radioactivos: trazas; CO₂H, hidrocarburos: negativo.

Radioactividad de la fuente: (a) radioactividad del agua (en 10 l. de agua):

	Hora	Temporal (m/C)	Permanente (m/C)
Fuente central	160	26,4	0,21
Estanque # 1	184	2,82	0,0

(b) radioactividad de los gases: (tiempo transcurrido de la salida del gas en horas)

	Radioactividad (m C/l. gas - 0° C, 760 mm. Hg)
0	200.0
353	17.6
400	12.6
425	9.8
543	4.8

(c) radioactividad del lodo por Kg. seco e incinerado a 700°C:

Tamaño	%	m C/Kg.
Malla menor de 100	8.9	23.4
<i>Fuente Central</i>		
Malla mayor de 100	91.1	55.9
Malla mayor de 100	75.6	56.6
<i>Estanque # 1</i>		
Malla mayor de 100	24.4	12.1

Fuente de información: Min. Fomento, Rev. N° 12 - "Fuente de las Trincheras", por A. G. Quero, F. M. Beujón, J. L. Pardo y C. N. Giménez.

Parada 20 (121,0 Km) - Contacto entre las formaciones Las Brisas y Peña de Mora. Aquí se observa un contacto transicional entre la Formación Las Brisas y los gneises de la Formación Peña de Mora; no puede trazarse un contacto claro, por la transición de los esquistos gnéisicos y esquistos de Las Brisas a gneises y gneises graníticos que llegan a convertirse en augengneises. Se considera que este cambio se efectuó en estado sólido por intercambio iónico (metasomatismo) y que las intrusiones ácidas originaron las condiciones necesarias para tal fenómeno; en este caso: el Granito de Guaremal. Las fuentes metasomáticas, posiblemente cargadas de sodio y de potasio, reemplazaron iones de radio atómico similar, y se desarrollaron los feldespatos potásicos de la Formación Peña de Mora.

Parada 21 (122,0 Km).—Xenolitos en el Granito de Guaremal. Estos xenolitos de la Formación Las Brisas varían de tamaño, que aumenta hacia el norte.

Parada 22 (123,0 Km) - (Hacienda Guaremal: Km 21 de la Autopista Valencia-Puerto Cabello).—Localidad tipo del Granito de Guaremal. Esta es una roca de grano grueso, compuesta principalmente por cuarzo, feldespato, microclino, albita y biotita en hojas bien desarrolladas. Según MORGAN (1969) el granito intrusiónó cuando la temperatura de la roca-caja era aún elevada, por cuyo motivo no hay zona de contacto. Los xenolitos se hacen más numerosos y de mayor tamaño; aquí son más bien asimilaciones del techo o de la parte lateral de la roca-caja.

Parada 23 (124,0 Km).—Contacto del granito con la Formación Las Brisas; aquí continúa la zona de influencia de la intrusión en la Formación Las Brisas; es una verdadera zona migmatítica.

Parada 24 (125,0 Km).—Formación Las Brisas en contacto con la Formación Peña de Mora; la primera exhibe muy buena pseudo-estratificación. La litología predominante es de gneises cuarzo-feldespático-biotíticos de grano fino que forman lentes cuneiformes; posiblemente representen antiguas cuarcitas.

Parada 25 (135,0 Km).—En este afloramiento se observan las eclogitas. Estas son rocas verdes con zonas amarillentas o pardas debido a los granates; la roca es densa y el piroxeno onfacita está bastante alterado. *Estación de peaje de Taborda: 136,0 Km.*

Parada 26 (150,0 Km).—Esquistos verdes, considerados por MORGAN (*op. cit.*) como correspondientes a la Formación Tacagua, compuestos principalmente por

clorita, cuarzo, muscovita y epidoto. Sin embargo, también se encuentran rocas serpentinizadas asociadas con estos esquistos.

150,2 — *Desvío hacia Morón.*

151,0 — *Refinería de la Compañía Mobil de Venezuela y Planta de Gas Licuado L.P.G.*

157,0 — *Morón - desvío hacia el Instituto Venezolano de Petroquímica.*

Parada 27 (161,0 Km). — *Complejo Petroquímico de Morón:* complejo petroquímico y refinería de la Corporación Venezolana del Petróleo.

Visita a las instalaciones y almuerzo ofrecido por el I. V. P.

Regreso a Valencia por la Autopista.

Tercer día: 19 de noviembre de 1973

Salida de Valencia (Hotel Inter-Continental). Hora: 7:30 a.m. por la Autopista Valencia-Campo de Carabobo.

21,0 Km.—*Campo de Carabobo:* monumento histórico levantado en el sitio donde se libró la batalla de Carabobo, con la cual se consolidó la independencia de Venezuela (24 de junio de 1821).

34,0 Km.—*Taguanes:* otro sitio de batalla donde los patriotas fueron derrotados por las fuerzas realistas; pocos días después se realizaría la batalla de Carabobo.

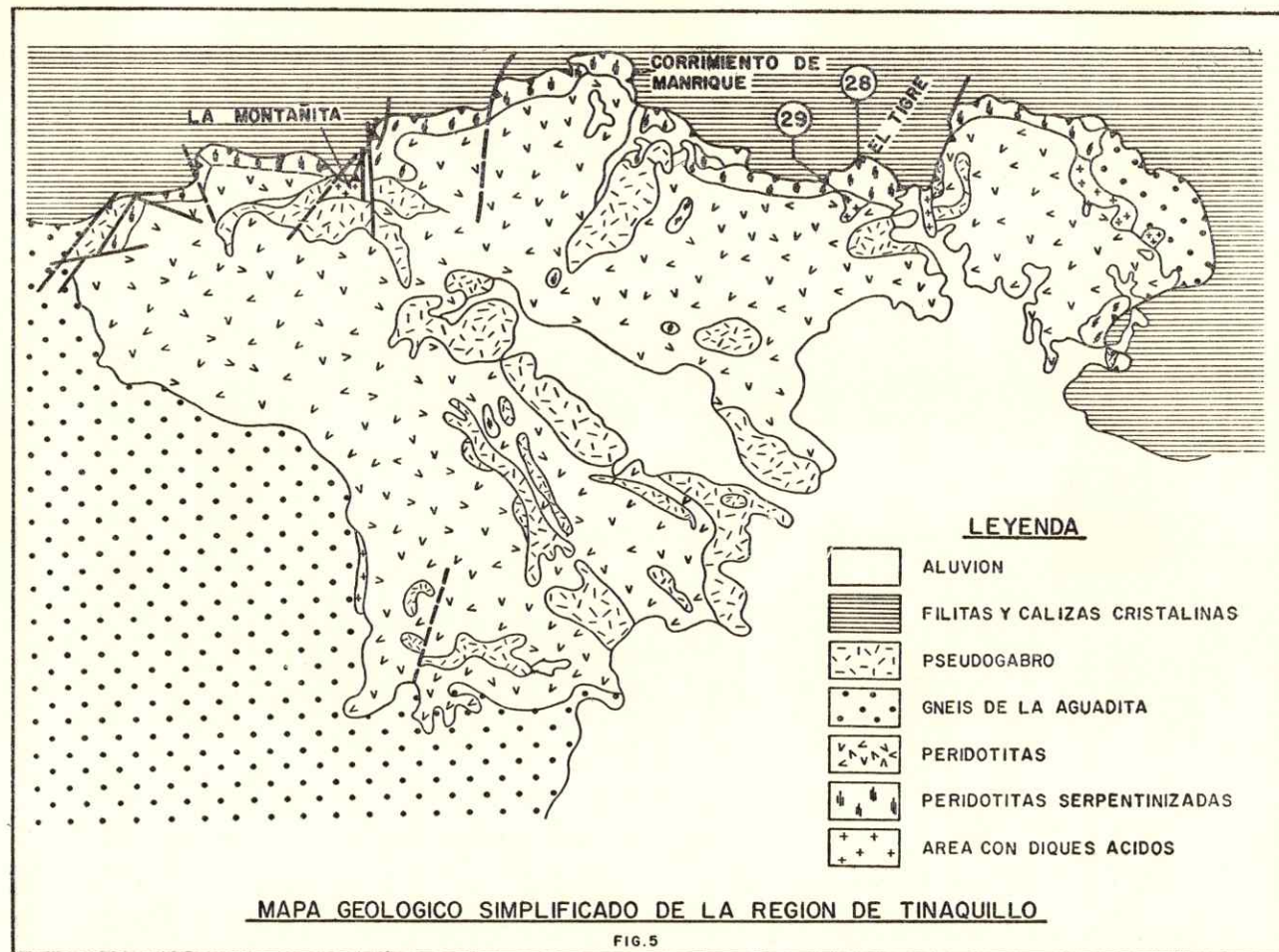
35,0 Km.—*Tinaquillo.*

Paradas 28 y 29 (48,0 Km).—*Peridotita de Tinaquillo.* Esta masa de peridotita parcialmente serpentizada está ubicada algunos kilómetros al norte-noroeste de la población de Tinaquillo.

Entre 1949 y 1961 empresas francesas y norteamericanas habían explotado los yacimientos de esta zona. Posteriormente la Dirección de Minas del Ministerio de Minas e Hidrocarburos desarrolló un extenso programa para establecer las reservas potenciales existentes. Como resultado de las investigaciones, se determinó la presencia de varias zonas mineralizadas: Montañita, El Tigre, Casupo, El Zamuro y Las Mercedes, la primera de las cuales es la de mejores perspectivas económicas, donde se comprobó la existencia de unas 1.500.000 TM de roca amiantífera.

El primer estudio geológico sistemático de la región fue el de AGUERREVERE y ZULOAGA (1937); posteriormente MACKENZIE (1953, 1960-a,b, 1966) estudió la zona de Tinaquillo en detalle.

La peridotita es un sill intrusivo en los gneises hornabléndicos del Complejo de El Tinaco. Es una masa elíptica irregular alargada en dirección noreste, de unos 17 y 5 Km en sus ejes mayor y menor respectivamente, truncada al norte y noreste por el Corrimiento de Manrique que la separa de una secuencia de filitas grafitosas, calizas cristalinas y esquistos calcáreos. La peridotita es esencialmente dunita no serpentizada (90%); el resto consiste en dunita serpentizada y capas delgadas de piroxenita y anfibolita. Una característica de las dunitas es la presencia de hasta 10% de enstatita lamelar, en forma de granos equidimensio-



nales y bastoncitos achatados, en los planos de esquistosidad. La peridotita incluye grandes masas tabulares de roca de composición gabro-hipersténica y textura gnéissica granoblástica, a veces con pequeñas cantidades de granates de la variedad piropo-almándina; cabe destacar la presencia de gneises hornabléndico-augítico-andesítico-granatíferos marrones a lo largo del contacto. AGUERREVERE *et al.* (1937) interpretan estas rocas gabroides como productos de diferenciación del magma peridótico y las llaman "noritas". Según MACKENZIE (1960-a,b) a falta de evidencias para explicar el origen magmático de los gabros, y sobre la base de relaciones de campo y estudios petrográficos detallados, el origen de las rocas gabroides se explicaría a partir de los gneises hornabléndicos del Complejo de El Tinaco; por esta razón las llama "pseudogabros". Más tarde, THAYER y BROWN (1961) en sus intentos de establecer si los "pseudogabros" son de origen metamórfico o magmático, se inclinan por la segunda alternativa. BELLIZZIA y LÓPEZ E. (1972) postulan que estos gabros levemente metamorfizados se formaron conjuntamente con la peridotita en la parte superior del manto por separación gravitacional, y posteriormente se desplazaron a niveles superiores de la corteza como diapiro cristalino (malla cristalina) a temperatura elevada. También consideran la posibilidad de que este complejo ultramáfico constituya la parte norte del Complejo de El Tinaco.

En su descripción de la intrusión peridótica de alta temperatura de Lizard en Cornwall, Gran Bretaña, GREEN (1946) describe una aureola metamórfica desarrollada durante el emplazamiento diapírico y hace comparaciones con la peridotita de Tinaquillo. Las dos intrusiones tienen aproximadamente el mismo tamaño; ambas han producido aureola de contacto, en la cual la hornablenda verde de la roca-caja se convierte en marrón, la plagioclasa se hace más básica hacia la zona de contacto; ambas exhiben intensa milonitización. SMITH y MACGREGOR (1960) describen una aureola de contacto en el complejo ultramáfico de Mount Albert, Canadá, de unos 200 m de anchura, alrededor del cuerpo ultrabásico, con una composición variable entre roca-caja y zona de contacto, desde un esquistó verde, a través de una facies anfibólico-epidótica, hasta granulita piroxénico-hornabléndico-granatífera. La estructura interna y el bandeamiento se asemejan a los agudos pliegues de los domos de sal, como también en el mecanismo de intrusión por tectonismo diapírico. Estos tres ejemplos, y otros citados por GREEN, demuestran que, cuando las peridotitas de tipo alpino se emplazan bajo condiciones orogénicas, a menudo desarrollan una zona o aureola metamórfica de contacto, en contraste con el criterio clásico de que estas peridotitas sólo exhiben zonas de contacto insignificantes o carecen de ellas. Al analizar el probable mecanismo de intrusión, GREEN concluye que la peridotita de Lizard es un diapiro cristalino, cuya cristalización se inició originalmente a gran profundidad y que luego se desplazó verticalmente a niveles superiores de la corteza dentro de una envoltura foliada y cataclástica bajo la influencia de esfuerzos regionales no hidrostáticos. Esto explicaría el fenómeno de que una roca ultrabásica de alta temperatura co-exista con rocas de temperatura más baja y menos densas de la corteza siálica.

La peridotita de Tinaquillo pertenece a la asociación de peridotita serpentini-zada de los sistemas montañosos alpinos, e intrusionó en forma de agregado o malla de cristales de olivino y piroxeno lubricados por vapor intersticial. A base de la termometría de tres grupos de minerales (hornablendas, granates y piroxenos), MACKENZIE opina que la temperatura de la intrusión fue de 900 a 1000° C.

Según esta hipótesis, las bandas composicionales de piroxenita resultarían de la alteración hidrotermal de la dunita durante el enfriamiento. Las bandas de anfíbolita (cummingtonita magnésica o pargasita magnésica) se deben a la alteración del piroxeno a temperaturas ligeramente inferiores a las del campo de estabilidad de la enstatita, mientras los fluidos acuosos supercríticos continuaban su movimiento a través de los planos de foliación. GREEN postula tres posibles orígenes del bandeamiento composicional de las peridotitas de asociación primaria: acumulación primaria por efectos gravitacionales; bandeamiento debido a la formación, durante el flujo cristalino, de cordones de material no homogéneo en el "magma" peridótico; bandeamiento causado por metasomatismo selectivo a lo largo de planos de gran deformación. Sobre la base de las evidencias acumuladas, se inclina por la segunda hipótesis como la más aceptable.

Con respecto al origen de la serpentinita en Tinaquillo, la Fig. 5 muestra la asociación de esta roca con dos zonas estructurales: (1) el contacto dunita-pseudogabro, y (2) especialmente el corrimiento de Manrique, a lo largo del cual aflora en una estrecha faja la mayoría de las serpentinitas y yacimientos de asbesto asociados.

MACKENZIE (*op. cit.*) en su interpretación paragenésica de la serpentinita, se aparta del concepto más generalizado de autometasomatismo durante la intrusión, y considera que el proceso consistió más bien en la acción de soluciones hidrotermales en movimiento a lo largo de la falla de Manrique, relacionadas con diques ácidos posteriores, frecuentes en el área.

La antigorita es la variedad dominante de serpentina, cuya formación se relaciona a veces con grandes esfuerzos de cizallamiento (HESS *et al.*, 1952). El desarrollo de vetas y vetitas de asbesto en la roca serpentinizada se considera posterior al último movimiento a lo largo del corrimiento de Manrique; posiblemente las soluciones hidrotermales completaron la serpentinitización y provocaron el relleno con asbesto de las fracturas, producidas a consecuencia de la intrusión de granitos más jóvenes que son comunes en el frente montañoso.

En la región de Tinaquillo, el pronunciado relieve —especialmente en la parte sur, donde las elevaciones alcanzan 900 m— ha impedido la formación de lateritas. Estas sólo se han desarrollado en las zonas de relieve bajo, donde se presenta un casquete bastante espeso de lateritas ferruginosas, algunas de las cuales son niquelíferas. En los años 1940 y 1941, Enrique Rubio y Carlos Fernández de Caleyá realizaron los primeros estudios sobre las posibilidades niquelíferas de estas lateritas. Posteriormente MOWAT (1960) hizo un desmuestre en superficie de las mismas y recomendó su estudio más detallado, a excepción de las lateritas transportadas, cuyo tenor de Ni es pobre. PASQUALI (1972) efectuó una prospección más sistemática con calicatas, cuyos resultados determinaron gran variación de las lateritas, y las clasificó en tres tipos: (a) transportadas, con contenido muy bajo de Ni; (b) "*in situ*" con drenaje pobre, con un contenido promedio de 0,41%, y (c) "*in situ*" con buen drenaje, con un promedio de 0,65% de Ni. Los mismos descartan cualquier posibilidad de su utilización como menas niquelíferas.

Desde Tinaquillo hasta la Parada 30, los cortes de carretera exponen al Gneis de La Aguadita; en algunos casos se observa plegamiento recumbente.

Parada 30 (63,0 Km).—Quebrada La Aguadita.—En la quebrada La Aguadita, después del desvío por la carretera vieja. Intercalación de capas máficas (gneises cuarzo-oligoclásico-hornabléndicos) y félsicas (rocas cuarzo-feldespáticas), con espesores entre pocos cm y 30 cm. Esta sección es particularmente rica en capas félsicas, que comúnmente muestran contactos nítidos con los gneises hornabléndicos y se interpretan como derivadas de ftanitas. Los gneises hornabléndicos a su vez muestran bandeamiento delgado por concentración diferencial de la hornablenda. La actitud general de la foliación es variable, con buzamientos bajos. Los pliegues pequeños son comunes; la lineación axial es de aproximadamente N 60° O - 30° N.

NOTA.—Desde la localidad de La Aguadita (Estación de Gasolina) entramos a la zona de migmatitas del Complejo de El Tinaco. Se observan diques y sills graníticos que cortan al Gneis de La Aguadita, y se hacen más abundantes a medida que avanzamos hacia el sur.

Parada 31 (68,7 Km).—Localidad de El Salto en el río Tinaco.—(Debe tenerse cuidado al cruzar la carretera, ya que usualmente el tráfico es intenso). Sills, diques y vetas de trondhjemitita (cuarzo, oligoclasa, biotita) de pocos cm hasta unos 2 m de espesor. Los contactos con los gneises hornabléndicos son nítidos; localmente se desarrolla biotita abundante a lo largo de estos contactos en el lado de la roca-caja. Los pliegues de flujo son comunes. La posición de la foliación es variable, con un rumbo aproximado N 80° O. Al avanzar hacia el sur el buzamiento al sur se hace gradualmente más pronunciado hasta hacerse vertical.

Parada 32 (69,0 Km).—Río Tinaco.—Pasa por debajo del puente sobre la quebrada para llegar al río. Esta estación es complementaria de la Parada 31: se observan las mismas relaciones, pero mayor abundancia de material granítico debido a la cercanía del plutón de La Gloria.

Parada 33 (71,0 Km).—Corte en la carretera cerca de la curva.—Borde norte del plutón trondhjemitico de La Gloria. El contacto con la roca-caja buza hacia el sur. La roca es claramente gnéssica y anfibólica, en contraste con otras localidades (no visitadas), donde la trondhjemitita es biotítica. El contacto con la roca-caja buza al sur, lo cual se deduce por la posición de la foliación, tanto en el plutón como en los gneises de la roca-caja.

76,0 Km: El Tinaco.

Parada 34 (77,6 Km).—Río Tinaco.—Cerca del puente de la antigua carretera El Tinaco-El Pao. Excelente afloramiento de la Brecha Ignea de Sabana Larga en el lecho del río. Consiste en más de 95% de fragmentos de origen ígneo con diámetro variable entre pocos mm y hasta 1 m, embebidos en una matriz afanítica de naturaleza fragmental. Los fragmentos gruesos son de diorita piroxénica; el piroxeno exhibe partición basal acentuada que le imparte aspecto de mica, y está parcialmente alterado a anfíbol; la plagioclasa está alterada y en parte reemplazada por prehnita y actinolita. Las venas de prehnita son comunes, tanto dentro de los fragmentos individuales, como a través de todos los componentes de la brecha. Las rocas no muestran estratificación o foliación visibles; los fragmentos están dispuestos desordenadamente.

Parada 35 (83,6 Km).—Corte en la carretera Tinaco-El Pao.—Rocas volcánicas alteradas de la Formación Tiramuto. Esta unidad se caracteriza por la pobreza de

sus afloramientos; su litología puede ser identificada en los bloques remanentes relativamente frescos que se encuentran en el suelo laterítico residual. En esta localidad se identifican aglomerados y tobas vítrico-líticas alteradas de color verde oscuro.

NOTA.—Seguiremos a lo largo del borde sur del "klippe" de Tiramuto hasta la Parada 37.

Parada 37 (91,5 Km).—Corte en la carretera Tinaco-El Pao antes de la encrucijada con la carretera de El Baúl.—Afloramiento de la Formación Mucaria: lutitas silíceas sericíticas de color gris oscuro en superficie fresca; exhibe fisibilidad bien desarrollada.

92,0 Km: *Cruce de la carretera hacia El Pao.*

Parada 38 (95,0 Km).—Corte en la carretera hacia El Baúl. Afloramiento de la Formación Querecual: calizas afaníticas negras fétidas, fosilíferas, intercaladas con lutitas negras. Aquí puede apreciarse la tectónica de corrimientos sucesivos que produjeron una especie de transporte tectónico. En este afloramiento se observa cómo una de estas "lonjas" o lente de la Formación Querecual, de edad Turo-niense, de apenas pocas decenas de metros, está embebida en sedimentos de la Formación Guárico del Paleoceno.

Parada 39 (100,0 Km).—Corte en la carretera hacia El Baúl. "Galeras de El Pao". El término "galera" designa la forma topográfica alargada producida en la región por las areniscas de la Formación Quebradón. Estas areniscas representan el cierre del ciclo sedimentario. Son areniscas limpias de hasta 2 y 3 m de espesor, con intercalaciones de material más fino pero sin llegar a constituir verdadera lutita.

En la vista panorámica hacia el norte, el valle está constituido por areniscas y lutitas de la Formación Guárico; las colinas alineadas que rompen la monotonía del paisaje representan la parte más resistente de la formación; las colinas aisladas sin orientación definida representan bloques alóctonos de las formaciones Querecual, Mucaria, etc. Al frente, la montaña que se destaca es el Cerro Tiramuto. Hacia el noreste se aprecia el bloque de rocas volcánicas de Villa de Cura, y en su borde sur, el piedemonte de los sedimentos cretácicos y terciarios.

Final de la Excursión.—Regreso a Caracas por la Autopista Valencia-Tejerías-Caracas.

BIBLIOGRAFIA

- AGUERREVERE, S. E. (1937). *Observaciones geológicas en la Cordillera de La Costa, Venezuela.* Bol. Geol. y Min., Caracas, t. I, Nos. 2-4, p. 8-22.
- y ZULOAGA, G. (1937). *Informe geológico sobre la región amiantífera de Tinaquillo, Estado Cojedes.* Bol. Geol. y Min., Caracas, t. I, N° 1, p. 5-36.
- BELL, J. S. (1972). *La importancia tectónica de la Faja Piemontina en la Cordillera de la Costa de Venezuela (Resumen).* IV Cong. Geol. Venez., Caracas, 1969, Mem., t. IV, p. 2405.
- y PEIRSON, A. L. (1971). *Guía de la Excursión al Frente de Montañas de Guárico (San Juan de Los Morros-Camatagua-Altagracia de Orituco).* IV Cong. Geol. Venez., Caracas, 1969, Mem., t. I, p. 329-356.

- BELLIZZIA G., A. (1972). *Aspectos tectónicos del Surco de Barquisimeto (Resumen)*. IV Cong. Geol. Venez., Caracas, 1969, Mem., T. IV, p. 2406-2407.
- (1972). *Sistema Montañoso del Caribe, borde sur de la Placa Caribe. ¿Es una cordillera aloctona?* VI Conf. Geol. Caribe, Porlamar, 1971, Mem., p. 247-258.
- y LOPEZ E., C. (1972). *Gabro versus pseudogabro en el Complejo Ultramáfico de Tinaquillo (Resumen)*. IV Cong. Geol. Venez., Caracas, 1969, Mem., t. IV, p. 2139.
- BUTTERLIN, J. (1972). *Comparaison des caractères structuraux de la Cordillère Caraïbe (Vénézuéla) et de la Cordillère Magellanienne (Chili-Argentine)*. VI Conf. Geol. Caribe, Porlamar, 1971, Mem., p. 265-273.
- CIZANCOURT, M. de (1951). *Grands foraminifères du Paléocène, de l'Eocène Inferieur et de l'Eocène moyen de Vénézuéla*. Soc. Géol. France, Mem. 64, vol. 30, N° 1-2, 68 p.
- DENGO, G. (1953). *Geology of the Caracas region, Venezuela*. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 55, p. 255-272.
- DONNELLY, T. W. (1964). *Evolution of the eastern Greater Antillean Island arc*. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.
- GONZALEZ SILVA, L. A. (1971). *Guía de la Excursión a la Parte Central de la Cordillera de la Costa: Caracas-Valencia-El Palito-Morón*. IV Cong. Geol. Venez., Caracas, 1969, Mem., t. I, p. 363-379.
- (1972). *Geología de la Cordillera de la Costa, zona centro-occidental*. IV Cong. Geol. Venez., Caracas, 1969, Mem., t. III, p. 1589-1681.
- y PICARD, X. (1972). *Sedimentación y aloctonía en el frente de montañas de Guárico*. VI Conf. Geol. Caribe, Porlamar, 1971, Mem., p. 83-88.
- GREEN, D. H. (1964). *The paragenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall*. J. Petrol., vol. 5, N° 1, p. 134-188.
- HEDBERG, H. D. (1936). *Gravitational compaction of clays and shales*. Am. J. Sci., Ser. 5, Vol. 31, p. 241-297.
- HESS, H. H., DENGO, G y SMITH, R. J. (1952). *Antigorite from the vicinity of Caracas, Venezuela*. Am. Miner. Bull., Vol. 373, p. 65-75.
- MACKENZIE, D. B. (1953). *Geology of the north-central Cojedes map area, Venezuela*. Tesis Doctoral Mimeogr., Depto. Geol., Universidad de Princeton.
- (1960-a). *La peridotita de Tinaquillo*. III Cong. Geol. Venez., Caracas, 1959, Mem., t. II, p. 761-826.
- (1960-b). *High-temperature alpine-type peridotite from Venezuela*. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 71, N° 3, p. 303-318.
- (1961). *Is the Tinaquillo, Venezuela, "pseudogabbro" metamorphic or magmatic? A reply*. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 72, N° 10, p. 1571-1574.
- (1966). *Geología de la región norte-central de Cojedes*. Bol. Geol., Caracas, Vol. 8, N° 15, p. 3-72.
- MENENDEZ, A. (1965). *Geología del área de El Tinaco, centro-norte del Estado Cojedes, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, Vol. 6, N° 12, p. 417-543.
- (1966). *Tectónica de la parte central de las Montañas Occidentales del Caribe, Venezuela*. Bol. Geol. Caracas. Vol. 8, N° 15, p. 116-139.
- MORGAN, B. (1966). *Significación de las eclogitas en la Cordillera de la Costa*. Bol. Geol., Caracas, Vol. 8, N° 15, p. 154-155.
- MOWAT, J. R. (1960). *A reconnaissance study of the laterite-manganese occurrences in the Venezuelan Guayana and coastal regions*. Min. Minas e Hidrocarburos, Caracas, informe inédito.

Revis
X OXBURGH, E. R. (1960). *Geology of the Eastern Carabobo area, Venezuela*. Tesis Doctoral Mimeogr., Depto. Geología, Universidad de Princeton.

X ——— (1965). *Geología de la región oriental del Estado Carabobo, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, Vol. 6, N° 11, p. 113-208.

X PEIRSON, A. L. (1963). *Galera Member of the Quebradón Formation*. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petr., Bol. Inform., Vol. 6, N° 5, p. 141-150.

X RUBIO, E. (1964). *Depósitos residuales de níquel en Venezuela*. Min. Minas e Hidrocarburos, Caracas, informe inédito.

SMITH, C. H. y MACGREGOR, I. D. (1960). *Ultrabasic intrusive conditions illustrated by the Mt. Albert ultrabasic pluton, Gaspé, Quebec. (Resumen)*. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 71, N° 12, pt. 2.

X THAYER, T. P. y BROWN, C. E. (1961). *Is the Tinaquillo, Venezuela, "psendogabbro" metamorphic or magmatic?* Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 72, N° 10, p. 1565.

X URBINA P., F. (1972). *Geología del Granito de Guaremal y rocas asociadas, Estado Carabobo*. IV Cong. Geol. Venez., Caracas, 1969, Mem., t. IV, p. 2340-2374.