

GEOLOGÍA REGIONAL

Las nociones existentes de la literatura geológica cubana acerca de las características del extremo oriental de la Isla han sido obtenidas basadas, fundamentalmente, en las investigaciones de Taber (44), Keijzer (27), Lewis y Straczek (34), y Adamovich y Chejovich (1, 2, 3), todos sin excepción, excelentes trabajos de reconocimiento geológico, gracias a los cuales se han precisado algunos de los rasgos fundamentales de su estructura geológica, estratigrafía, magmatismo, etcétera. Nunca, sin embargo, se ha intentado realizar un examen de la geología regional del extremo oriental de Cuba como el que más adelante expondremos, en el cual se sintetizan la geología del centro y este de la antigua provincia de Oriente (desde la longitud de Santiago de Cuba hacia el este). Para realizar el mismo, hemos tenido en cuenta, además de los trabajos citados, los resultados de las investigaciones realizadas por alumnos y profesores del Instituto Superior Minero Metalúrgico en diversas localidades de Cuba oriental. Gracias a ellas hemos obtenido nuevos datos que nos permiten evaluar críticamente antiguas concepciones de la geología regional y proponer un esquema geológico que es, en varios aspectos, sustancialmente nuevo.

Desde el punto de vista regional, en Cuba oriental pueden distinguirse cuatro grandes estructuras que se extienden en forma de arco convexo hacia el noroeste (Fig. 4). Estas son, de sur a norte:

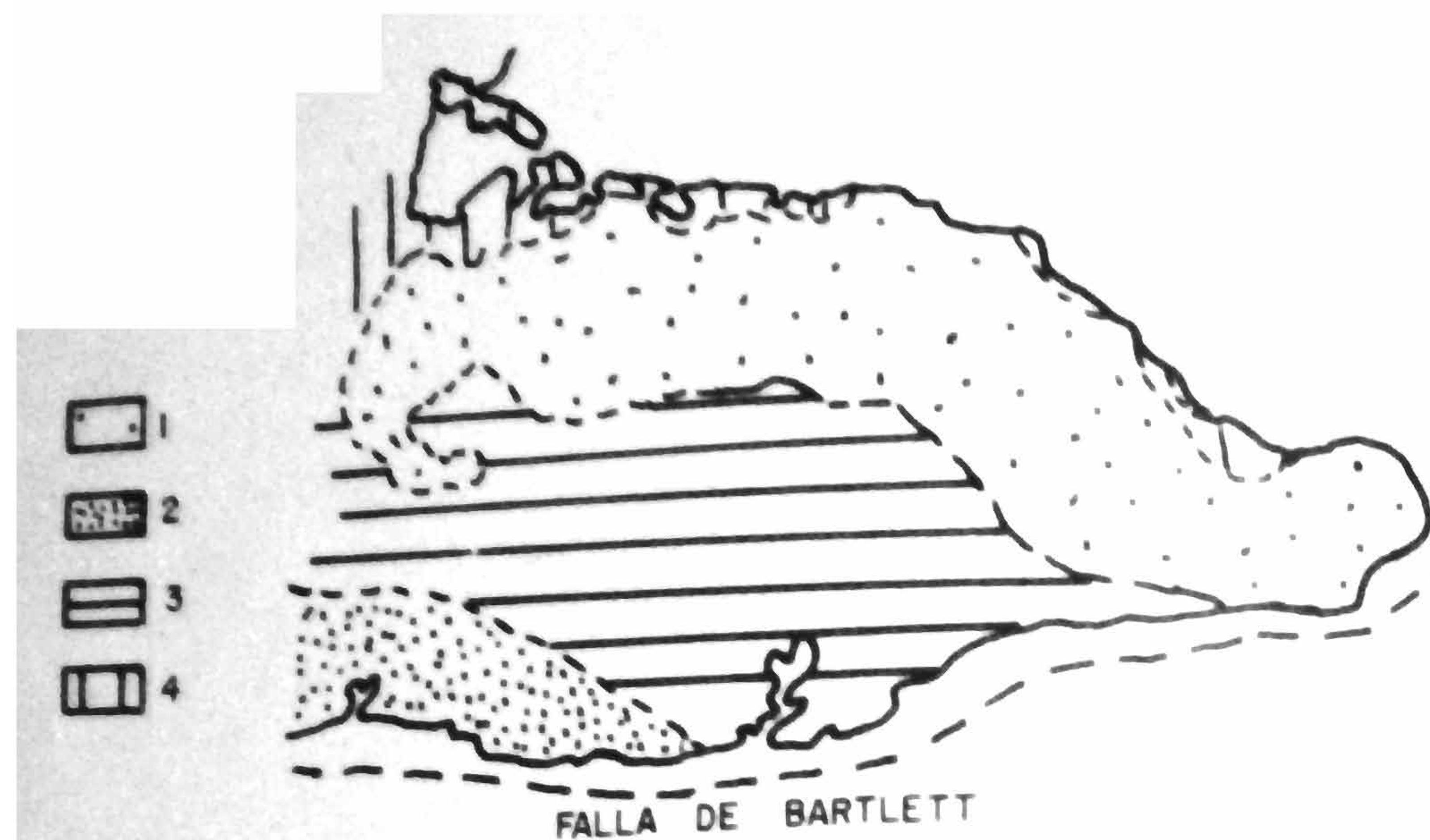


Fig. 4. Esquema tectónico de Cuba oriental

1. Anticlinal oriental
2. Anticlinorium Sierra Maestra
3. Sinclinorium oriental
4. Cuenca Nipe-Baracoa

1. Anticlinorium Sierra Maestra: El cual en gran medida coincide con las montañas del mismo nombre. En realidad, la denominación de anticlinorium no parece adecuada para esta estructura, que es más bien un monoclinial en el cual, como regla, los buzamientos se hacen más pronunciados hacia el sur, se hunden las capas hacia el norte, en la cuenca de Santiago de Cuba y hacia el noreste en la cordillera de la Gran Piedra. Localmente, como sucede en el norte de Santiago de Cuba la yacencia monoclinial está complicada por pliegues lineales, a veces tumbados hacia el norte, fallas inversas y pequeños cabalgamientos. No obstante las objeciones anteriores, mantenemos el nombre de anticlinorium que durante los últimos quince años se ha aplicado a esta estructura, se espera que futuros estudios puedan precisar más su naturaleza.

En la cordillera de la Gran Piedra, el anticlinorium está constituido por las formaciones El Cobre, Charco Redondo y San Luis, pero en la cordillera del Turquino también entran en esta estructura rocas cretácicas (20, 30, 33).

2. Sinclinorium oriental: Está situado inmediatamente al norte del anticlinorium Sierra Maestra, entre éste y el anticlinal oriental, se extiende desde el golfo de Guacanayabo hasta Playitas de Cajobabo en la provincia de Guantánamo. El sinclinorium presenta una estructura sencilla, formada por pliegues suaves (braquipliegues y domos), cortados por algunas fallas y solamente en su extremo oriental, en Cajobabo, hay dislocaciones intensas (sobrecorrimientos).

El sinclinorium oriental se encuentra enclavado en un área con una fuerte tendencia a la subsidencia desde inicios del Paleogeno, por lo que ha recibido un gran espesor de sedimentos, y, aún en la actualidad, su extremo occidental (llanura del Cauto y golfo de Guacanayabo) es una región de intensa sedimentación.

3. Anticlinal oriental: Proponemos este nombre para denominar a la enorme estructura en forma de arco convexo hacia el noreste que se extiende desde la sierra de Nipe al oeste, a través de la sierra Cristal, cuenca del río Sagua de Tánamo, Cuchillas del Toa y sierra del Purial, hasta la meseta de Maisí en el sureste. Así definido, el anticlinal oriental comprende al anticlinorium Mayarí-Baracoa y el *horst* de la sierra del Purial de la clasificación de Puscharovski *et al.* (40) ya que las investigaciones realizadas en los últimos años (13, 17, 29) han demostrado, por un lado, la inexistencia del supuesto *horst* de la sierra del Purial y, por otro, la afinidad de las estructuras de ambas regiones. El anticlinal consta de los niveles estructurales notablemente diferentes. Su núcleo está constituido por rocas, casi siempre intensamente deformadas, que constituyen una serie de mantos tectónicos, mientras que los flancos están formados por rocas cenozoicas, fundamentalmente del Paleogeno, poco dislocadas y de espesor limitado, pues el anticlinal ha mostrado una marcada tendencia al ascenso desde inicios del Paleogeno y aún mantiene este carácter.

4. Cuenca Nipe-Baracoa: Como tal entendemos la estructura situada inmediatamente al norte del anticlinal oriental, formada por rocas eocénicas o más jóvenes, de la cual sólo es visible su flanco sur, pues gran parte de ella está cubierta por el océano Atlántico. Esta estructura ha sido muy poco estudiada y poseemos datos muy limitados sobre sus características, de aquí que propongamos para ella el nombre, un poco vago, de cuenca.

La falla de Bartlett, denominada en ocasiones falla Sierra Maestra (ver Atlas de Cuba de la Academia de Ciencias), corta el anticlinorium Sierra Maestra, el sinclinorium oriental y el anticlinal oriental, separándolos de la fosa de Bartlett, estructura oceánica situada al sur de Cuba oriental.

Las cuatro grandes estructuras mencionadas tienen una historia geológica bastante larga, que en el caso del anticlinal oriental se remonta al Paleoceno. En conjunto, ya a fines del Eoceno, todas se encuentran bien diferenciadas y mantienen su naturaleza hasta la actualidad. En el caso del anticlinorium Sierra Maestra y relacionado posiblemente con la génesis de la fosa de Bartlett, se desarrolló sobre el mismo, a partir del Mioceno, una pequeña estructura superpuesta, la cuenca de Santiago de Cuba.

Las rocas más antiguas de Cuba oriental afloran en el núcleo del anticlinal oriental y están representadas por diferentes secuencias de metamorfitas, rocas vulcanógenas y serpentinitas. Las metamorfitas yacen en la sierra del Purial, en el borde sur de las Cuchillas de Toa y Baracoa y en la sierra Cristal, donde probablemente constituyen una inclusión tectónica en las serpentinitas (29). Por su composición son muy variadas y están representadas en ellas los tres complejos distinguidos en los macizos metamórficos cubanos por Somín y Millán (43). Algunas de ellas parecen alóctonas (metavulcanitas y rocas metasedimentarias, agrupadas por nosotros en varias formaciones), mientras que las otras (anfíbolitas), es posible que sean autóctonas. Las vulcanitas están representadas por lavas, tobas y tuffitas de composición andesítica y basáltica, las cuales constituyen probablemente el equivalente no metamorfozado de las metavulcanitas de sierra del Purial. Afloran en ventanas tectónicas en las Cuchillas de Baracoa y al parecer también en el valle de Caujeri y más ampliamente en las elevaciones de piedemonte de la sierra Cristal. Todas estas rocas están cubiertas por un enorme manto serpentinitico, que se extiende desde la sierra de Nipe hasta cerca de Maisí, por debajo del cual, en muchos lugares yace una *melange* del Maestrichtiano, rica en material serpentínico [formación La Picota (14, 15, 24)]. En el flanco sur de la sierra Cristal, donde el corte erosional es más profundo y es posible ver en las rocas autóctonas más jóvenes: sedimentos terrígenos, vulcanomícticos, agrupados en la Formación Micara de edad Maestrichtiano-Paleoceno Inferior. Fuera del flanco sur de la sierra Cristal, la naturaleza del autóctono permanece desconocida. En la sierra del Purial consideramos, preliminarmente,

que el mismo está representado por anfíbolitas (Anfíbolitas Macambo), pero esto se encuentra sujeto a comprobación.

El carácter del corte prepaleogénico en las otras unidades es en gran parte objeto de especulación; en lo que respecta a la cuenca Nipe-Baracoa, debe ser al menos en la parte emergida de la misma en líneas generales similar al descrito para el anticlinal oriental. Para las dos estructuras meridionales el problema es de más difícil solución. De acuerdo con los datos de Kozary (31), Lewis (33) y Furrázola *et al.* (20) en el límite occidental de la Sierra Maestra, en la base del corte yacen vulcanitas areniscas y conglomerados tobaceos y calizas de edad Aptiano-Turoniano, sobreyacidas por rocas terrígenas del Campaniano-Maestrichtiano, por arriba de las cuales descansan rocas vulcanógenas y sedimentarias (Formación El Cobre). Al este de la entrada de la bahía de Guantánamo se ha reportado la existencia de esquistos verdes, al parecer similares a los que afloran en gran parte de la sierra del Purial (30). De esta forma, la composición de la secuencia prepaleogénica en el anticlinorium Sierra Maestra y en el sinclinorium oriental podría ser más o menos semejante a la del núcleo del anticlinal oriental, con la importante diferencia de que los primeros están desprovistos de cuerpos de serpentinas muy abundantes en el último.

El corte paleogénico manifiesta marcadas diferencias en las distintas estructuras, es muy potente en general en las dos estructuras meridionales y poco desarrollado en las septentrionales. En el anticlinorium Sierra Maestra y el sinclinorium oriental, el corte del Paleoceno-Eoceno Medio está representado por las capas de la Formación El Cobre que alcanza varios miles de metros de potencia, acunándose hacia el anticlinal oriental, en cuyo flanco sur su espesor no pasa de unos 1 000 m y donde en áreas extensas está ausente. Hacia el anticlinal la formación transiciona a unidades calcáreas las formaciones Santa Rita y Raisú (38) sedimentadas en aguas someras. Al sur de la sierra del Purial, las capas de la Formación El Cobre están ausentes (en el autóctono) y son reemplazadas parcialmente, por las brechas de la Formación San Ignacio (Eoceno Medio).

En el centro de Oriente las capas de la Formación El Cobre son cubiertas por los sedimentos calcáreos de la Formación Charco Redondo, la cual se encuentra presente en todas las estructuras, se caracteriza en el anticlinal oriental por estar compuesta en gran medida por calizas arrecifales y en el centro y sur de la antigua provincia

de Oriente está constituida por sedimentos de aguas más profundas; en el sur de la sierra del Purial la formación está ausente.

La Formación San Luis (Eoceno Medio y Superior), terrígena, yace concordante sobre la Formación Charco Redondo y discordante sobre la Formación San Ignacio. La unidad tiene forma de un prisma que se adelgaza de sur a norte y se acuña en el anticlinal oriental, disminuyendo en la misma dirección su granulometría. En el anticlinal oriental es sustituida localmente por calizas arrecifales, las cuales se encuentran también en la cuenca de Nipe-Baracoa.

Los sedimentos de la parte más alta del Eoceno Superior y del Oligoceno son predominantemente terrígenos, a veces de grano muy grueso, y están representados por las formaciones Capiro (cuenca Nipe-Baracoa) Maquey y Sabanalamar (flanco sur del anticlinal oriental); el flanco sureste de la sierra Cristal y al sur de la de Yateras (zona de articulación entre el sinclinal y el anticlinal oriental) las rocas de ese intervalo son calizas organógenas, al igual que en la mitad occidental de la cuenca Nipe-Baracoa. El anticlinorium Sierra Maestra carece de sedimentos oligocénicos a excepción, quizás, de los Conglomerados Camarones atribuidos por algunos (4) al Oligoceno (en parte).

Las rocas miocénicas tienen una distribución limitada solamente a las zonas costeras excepto en el extremo oriental de la Isla, donde estos depósitos afloran a varios kilómetros de distancia de la costa. Las rocas del Mioceno y quizás también las pliocénicas, son calcáreas o carbonatada-terrágenas (formaciones punta de Maisí, Imías y La Cruz) y descansan discordantes sobre todas las formaciones más antiguas.

Los sedimentos cuaternarios tienen una distribución aún más limitada que los del Neógeno y solamente en los valles al sur de la sierra del Purial los aluviones alcanzan potencias notables (de hasta varias decenas de metros). Parte de los sedimentos calcáreos de las terrazas marinas son, sin duda, cuaternarios.

En el extremo oriental de Cuba, son muy abundantes las rocas magmáticas, distinguiéndose dos edades principales de actividad ígnea (no se incluyen aquí las metamorfitas provenientes de rocas ígneas). La primera, de carácter medio y básico, está representada por la Formación Santo Domingo, de posible edad Tithoniano (?) - Cretácico Preconiaco. A esta formación parecen asociarse algunos pequeños intrusivos medios.

La segunda época abarca del Paleoceno al Eoceno y aunque también predominan las rocas medias y básicas presenta una composición más variada que la primera, pues en ella se encuentran algunas capas de riolitas y sobre todo dacitas y sus tobas. Con este ciclo magmático se asocian algunos pequeños intrusivos (stocks, sills, diques), que cortan las capas de la Formación El Cobre y los batolitos de la Sierra Maestra. Esta actividad, muy atenuada, se extiende hasta fines del Eoceno, como lo atestiguan algunos diques de basaltos que cortan a la Formación San Luis (34).

Las serpentinas y rocas ultramáficas serpentinizadas tienen una enorme importancia en el noreste y este del extremo oriental de Cuba, pues cubren enormes extensiones y a ellas se asocian importantísimos yacimientos minerales. La naturaleza de estas rocas es objeto de muchas polémicas (19, 29) opinan algunos que son intrusivos, en tanto que otros los suponen fragmentos del manto o de la corteza oceánica original del geosinclinal cubano (29). Las investigaciones realizadas por nosotros, así como los trabajos de Knipper y Cabrera (29) han demostrado claramente la naturaleza tectónica del emplazamiento actual de las serpentinitas. Sin embargo, acerca del origen magmático o no, de los macizos serpentiniticos, los autores no tienen una opinión firme pues, su naturaleza original resulta muy difícil de descifrar.

ESTRATIGRAFÍA

La columna estratigráfica del extremo oriental de Cuba exhibe un conjunto muy variado de litologías, cuyas edades son también diversas. Esta complejidad del corte estratigráfico se debe a la ubicación de la región objeto del presente estudio en la zona de articulación del anticlinal oriental con el sinclinorium oriental a lo largo de la franja que se extiende desde Bernardo al noreste y Cajobabo al sureste, en tanto que, en el borde noreste, se encuentra la zona de contacto entre el anticlinal oriental y la cuenca Nipe-Baracoa (en Capiro).

No todo el corte ha podido ser estudiado en el mismo detalle y en muchos aspectos aún quedan problemas por resolver.

El corte geológico presente ha sido dividido por nosotros en tres grandes complejos, caracterizados por su edad, litología y estilo tectónico.

Estos complejos son de más antiguo a más joven:

1. Basamento prepaleogénico
2. Complejo Eoceno-Oligocénico Geosinclinal
3. Cobertura post-geosinclinal

El *basamento prepaleogénico* presenta una gran complejidad interna y en él han sido incluidas rocas de muy diversas litologías y edad. Gran parte del mismo está constituido por rocas metamórficas y serpentinitas, pero también se encuentran rocas vulcanógenas y sedimentarias. La edad de la mayor parte de las unidades que lo componen permanece desconocida y, a lo sumo, sólo puede especularse

sobre ella. No debe entender el lector que el término basamento prepaleogénico es sinónimo de basamento del geosinclinal tal como se emplea en la literatura geológica cubana y mundial. Bajo el término basamento prepaleogénico, los autores entienden las rocas que constituían el piso o lecho sobre el cual comenzaron a depositarse las rocas paleogénicas. En él se encuentran incluidas rocas formadas durante el ciclo geosinclinal alpino y, posiblemente, del basamento del geosinclinal.

El basamento prepaleogénico puede dividirse en las cuatro secuencias siguientes:

- | | |
|-------------------------------|-----------------------------|
| 1. Secuencia anfíbolítica | Anfibolitas Macambo |
| 2. Secuencia metasedimentaria | Formación La Asunción |
| | Formación Sierra Verde |
| 3. Ofiolitas | Serpentinitas |
| | Formación Santo Domingo |
| | Formación Sierra del Purial |
| 4. Secuencias sedimentarias | Formación La Picota |
| | Formación Cañas |

No existen elementos firmes para elaborar una columna estratigráfica confiable con las formaciones distinguidas por nosotros, ya que la mayoría de las unidades no han podido ser dotadas paleontológicamente. Hemos supuesto que las anfíbolitas, con su grado de metamorfismo mucho más elevado que el resto de las unidades, representan las rocas más antiguas de la región. Las formaciones Santo Domingo y Sierra del Purial, pertenecen, probablemente, al Mesozoico Superior y constituyen junto con las serpentinitas, una típica asociación ofiolítica (8).

Las relaciones estratigráficas de las formaciones Sierra Verde y La Asunción con las ofiolitas y las anfíbolitas permanecen oscuras.

Las rocas más jóvenes del basamento prepaleogénico pertenecen a la parte más alta del Cretácico Superior y están representadas por las formaciones La Picota y Cañas.

La estratigrafía de las rocas cenozoicas está considerablemente más elaborada que la del basamento prepaleogénico y puede dividirse en dos grandes complejos: el geosinclinal, constituido por rocas

del Eoceno y Oligoceno, sedimentarias y vulcanógenas y el post-geosinclinal o cobertura formado por los sedimentos del Neógeno y Cuaternario que descansan discordantemente sobre las rocas más antiguas.

El *complejo geosinclinal Eoceno-Oligocénico* ha sido dividido por nosotros en cuatro secuencias de diferentes edades, basándonos en sus características litológicas.

La secuencia inferior es la del Eoceno Inferior y Medio, constituida por las formaciones El Cobre y San Ignacio. La Formación El Cobre, vulcanógeno-sedimentaria presenta marcadas diferencias con la Formación San Ignacio, constituida por brechas con algunas intercalaciones de rocas calcáreas. Como se verá, las formaciones, San Ignacio y El Cobre se depositaron en cuencas separadas por una cresta submarina. Solo en la actual Sierra de Yateras los sedimentos de ambas se interdigitan.

La secuencia del Eoceno Medio está representada por la Formación Charco Redondo, ampliamente extendida en todo Oriente y que aflora en la Sierra de Yateras. En la Sierra del Purial está ausente y el intervalo de tiempo por ella representado equivale al hiatus estratigráfico existente entre las formaciones San Ignacio y San Luis.

La Formación San Luis representa a la secuencia del Eoceno Medio y Superior. Durante este lapsus ocurrió el paroxismo de la orogénesis cubana en el sureste de Cuba aunque en la mitad oriental de la provincia de Guantánamo estos movimientos no fueron en general de gran intensidad. No obstante, en Cajobabo se conservan restos de un manto tectónico originado durante la orogénesis que, evidentemente, alcanzó su máximo de intensidad en la región situada en la actual fosa de Bartlett.

La secuencia del Eoceno Superior-Oligoceno constituye la molasa acumulada después del cese de los movimientos principales de plegamiento en depresiones situadas entre islas montañosas. Pueden distinguirse tres de estas cuencas; una al norte, en la cual se acumularon en aguas profundas, los sedimentos de la Formación Capiro; una pequeña cuenca central, en que se depositó la Formación Sabana-lamar y la suroccidental en que sedimentó la Formación Maquey. Las dos últimas cuencas estaban separadas por una cresta sub-

marina en la que se desarrollaban bancos calcáreos y arrecifes, representados por la Formación Cabeza de Vaca.

Los sedimentos de la cobertura del geosinclinal, a diferencia de las secuencias anteriores, son predominantemente carbonatados. La secuencia del Mioceno Medio y Superior-Plioceno (?) está constituida por las formaciones Punta de Maisí e Imías, la primera compuesta de calizas organógenas, arrecifales, en tanto que la segunda representa probablemente el depósito de talud de los citados arrecifes.

Los sedimentos cuaternarios continentales tienen un espesor considerable en los valles de Imías y San Antonio del Sur donde forman depósitos de abánicos y llanuras aluviales. En otras áreas del sur de la sierra del Purial también son importantes. Los sedimentos marinos cuaternarios no han sido reconocidos aún, pero posiblemente ocupan parte del piso de las terrazas marinas expuestas a lo largo de las costas.

BASAMENTO PREPALEOGÉNICO

Anfibolitas Macambo

La base del corte geológico visible en la región estudiada está representada por anfibolitas las cuales han sido mapeadas en Macambo localidad situada entre San Antonio del Sur e Imías y al este, norte y sureste de La Tinta en el extremo oriental de la sierra del Purial.

En una publicación anterior (17) las anfibolitas fueron consideradas un miembro de la Formación sierra del Purial pero la ampliación de los trabajos hacia la zona de La Tinta permitió comprobar su extensión regional y, por otra parte, puso de manifiesto que las mismas por sus características litológicas, grado de metamorfismo y probable autoctonía, se distinguen claramente de las metavulcánicas, de aquí que en este trabajo, propongamos elevarlas al intervalo de formación, pasando así a ser las Anfibolitas Macambo, cuya localidad tipo está ubicada a unos 2 km al NNE de Macambo, caserío situado a 5 km al este de San Antonio del Sur (Fig. 5).

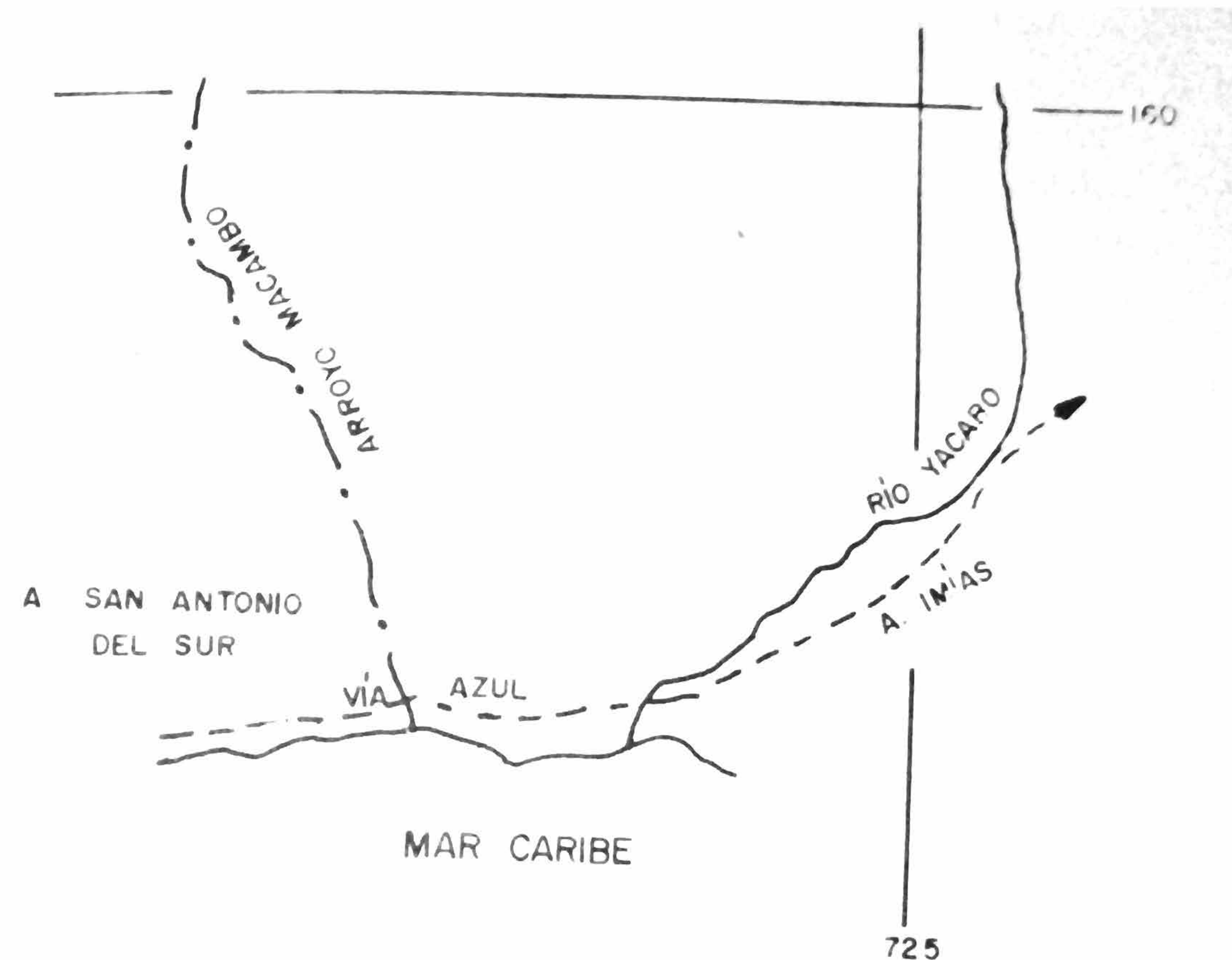


Fig. 5. Mapa esquemático de la localidad tipo de la Formación Anfibolitas Macambo.

En la localidad tipo las anfibolitas son rocas de grano fino, bien foliadas, con pequeñas intercalaciones de anfibolitas de grano grueso. Bajo el microscopio se observa que junto a la hornblenda aparecen, en ocasiones, granate, moscovita, plagioclasas y epidota, indicando que las rocas cristalizaron en la facies de anfibolitas granatíferas, en condiciones de altas presiones y temperaturas.

En La Tinta, las anfibolitas afloran en las localidades de Los Tibes, Los Jamales, el arroyo Caletica y el arroyo Manuel Ortiz, afluente del río Yumurí, y es frecuente en ellas la presencia de abundantes cantidades de cuarzo y feldespatos, que le dan textura gneisica. En secciones delgadas puede apreciarse que las anfibolitas contienen paragénesis de la facies anfibolitas con albita: hornblenda, cuarzo, plagioclasa (albita-andesina), feldespato potásico, pirita e ilmenita.

El enriquecimiento en minerales félsicos en las anfibolitas de La Tinta está probablemente relacionado con un proceso de migmati-

zación del complejo anfíbolítico semejante al descrito en el Escambray (9) con la diferencia de que en la sierra del Purial no afloran granitoides que se encuentran espacial o genéticamente asociados a las anfíbolitas. Tampoco puede asegurarse en nuestro caso que esta migmatización sea un proceso regional pues no puede ser observado en todos los afloramientos de la formación, aunque esto último quizás dependa de la profundidad del corte erosivo. Así, por ejemplo, aunque en La Tinta el proceso está bastante extendido, en Macambo no es visible, y a lo sumo, pueden estar relacionados con él algunas vetas centimétricas de cuarzo y feldespato a veces discordantes con respecto a la foliación metamórfica. Sin embargo, en el borde norte de afloramiento de las anfíbolitas en Macambo, en el valle profundo del río Yacabo, se han observado agmatitas, las cuales son rocas con aspecto brechoide, en las que el material leucoocrático ha invadido a la roca original, la cual ha sido reducida así a pequeños relictos en los que se aprecian los cristales de hornblenda típicos de las anfíbolitas.

Originalmente, y basándonos en la sustitución de los anfíboles por glaucofana y de ésta por clorita observada en las anfíbolitas de Macambo (7, 17) supusimos que las Anfíbolitas Macambo habían sufrido un retrometamorfismo a nivel regional, pero la ausencia de estos fenómenos de retrometamorfismo en las anfíbolitas de La Tinta nos ha obligado a reinterpretar este hecho y en la actualidad suponemos, que la presencia de glaucofana y clorita en las anfíbolitas de Macambo debe estar relacionada con zonas de intensos esfuerzos tectónicos cerca de los contactos con el manto serpentinitico que las sobreyace en esa localidad.

La edad de las Anfíbolitas Macambo, al igual que la del resto de las unidades metamórficas, no ha podido ser precisada por nuestros estudios. El elevado grado de metamorfismo mucho mayor que el del resto de las metamorfitas de la sierra del Purial, parece indicar que ellas son las rocas más antiguas de la región, pero este criterio no es en modo alguno definitivo y no dice nada, o dice muy poco, acerca de su edad. Recientemente se han realizado algunas determinaciones de edades absolutas en las Anfíbolitas Macambo (39) que arro-

jaron para ellas edades de 65 ± 6 y 62.10^6 años. Una muestra recogida por nosotros en Los Jamales, al norte de La Tinta y procesada en la Unión Soviética con el método K-Ar, arrojó una edad de 58.10^6 años (con un error del 4%). Estos datos bastante coincidentes todos, dado el margen de error de las determinaciones no parecen indicar la edad de metamorfismo de la formación, el cual habría ocurrido entonces en el Paleoceno, de acuerdo con la mayoría de las escalas de edades absolutas más modernas. Cantos de anfíbolitas aparecen en las formaciones San Ignacio y San Luis del Eoceno Medio y muy escasamente, en la Formación La Picota (Maestrichtiano). En Bernardo además, hay bloques de anfíbolitas en una brecha situada entre las serpentinitas y las rocas típicas de la Formación La Picota, y la cual (la brecha) es posible que sea en parte sedimentaria (ver descripción del manto sierra Cristal). Cualquiera que sea la génesis de estas brechas, ellas se encuentran por debajo de las serpentinitas emplazadas a inicios del Paleoceno como se verá en el capítulo de tectónica, por tanto, es evidente de todo lo anterior que las anfíbolitas han de ser prepaleocénicas y que las determinaciones radiométricas indican, no el metamorfismo, sino otro episodio, el cual debe ser precisamente la orogénesis de fines del Maestrichtiano e inicios del Paleoceno durante la cual, se emplazaron las serpentinitas. En el transcurso de la orogénesis y debido al aumento regional de la temperatura motivado por el calor liberado por la fricción entre las masas, de rocas en desplazamiento, la deformación de la red cristalina de los minerales, y al surgimiento de numerosas grietas microscópicas, el argón retenido hasta el momento en la red de los anfíboles fue liberado, comenzando nuevamente su acumulación al cesar los movimientos orogénicos, es decir, en el Paleoceno.

El espesor de las Anfíbolitas Macambo debe ser considerable pero no ha podido ser determinado y es muy difícil que lo sea dada su complejidad y monotonía litológica.

Las Anfíbolitas Macambo son cubiertas tectónicamente por diferentes unidades: las formaciones sierra del Purial y sierra Verde y las serpentinas. Estratigráficamente son cubiertas por las formaciones Imías y punta de Maisí del Neógeno.

Formación La Asunción

En el extremo del área mapeada, en la meseta de Maísi, aflora una potente secuencia metacarbonatada, que proponemos denominar Formación La Asunción, la cual presenta buenos afloramientos en los alrededores del pueblo La Asunción, su localidad tipo.

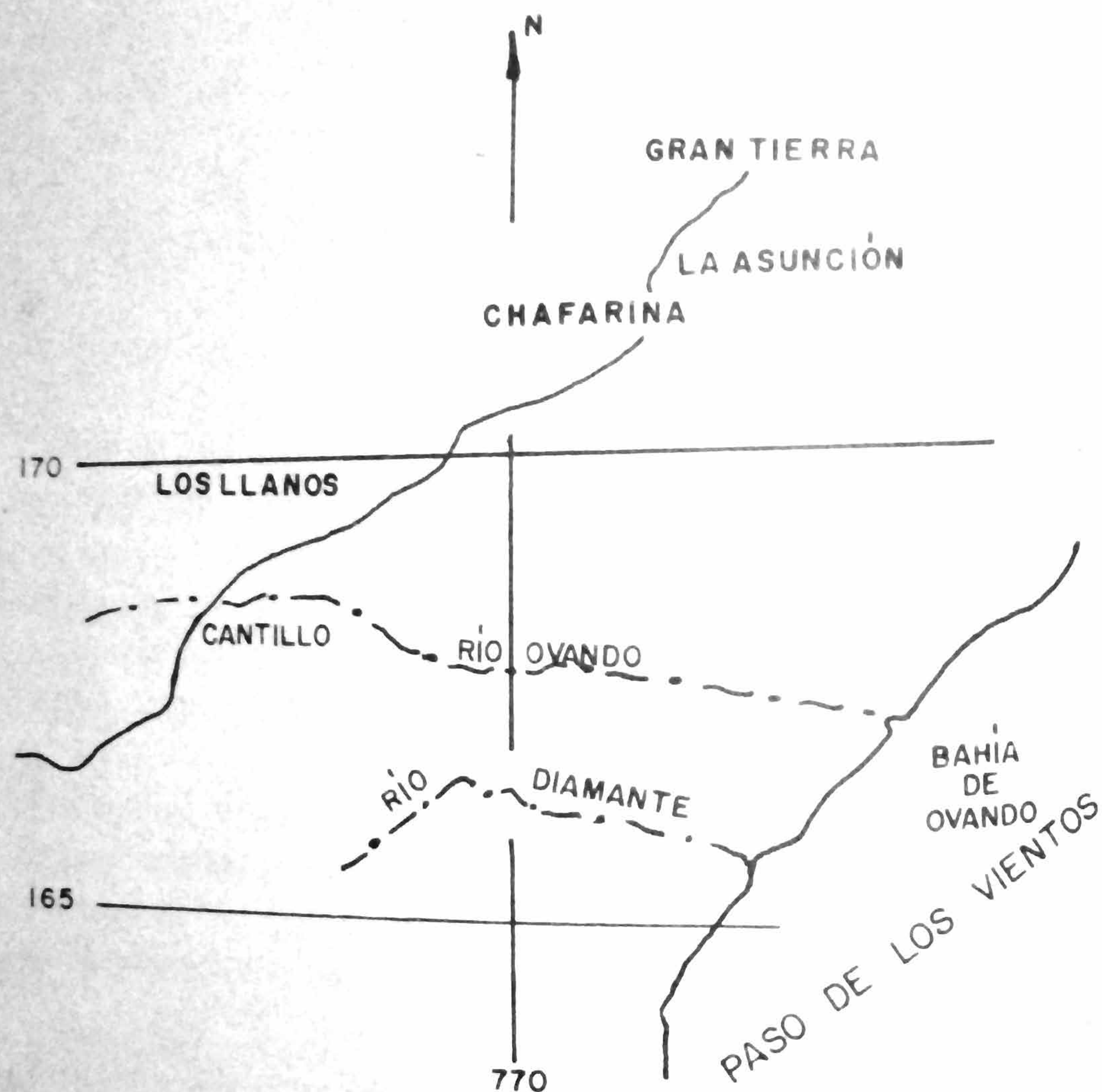


Fig. 6. Mapa esquemático de la localidad tipo de la Formación La Asunción.

El área de afloramiento de la formación se extiende desde las cercanías de El Diamante al sur, hasta el río Maya y el poblado de La Máquina al norte. Buenos afloramientos se encuentran en el curso

medio del río Ovando donde los mármoles forman farallones de hasta más de 100 m de altura. En una gran parte del área, sin embargo, los afloramientos son bastante pobres. Sobre la formación se desarrolla una topografía cársica manifestada en la presencia de abundante diente de perro y dolinas.

La Formación La Asunción, está constituida por mármoles, algunos de ellos dolomíticos, esquistos calcáreos y micaceocalcáreos (Fig. 7) y en cantidades subordinadas, calizas cristalinas. Excepto los esquistos el resto de las rocas son masivas. Las rocas de la formación son granudas con estructuras granoblásticas, a veces, granolepido-

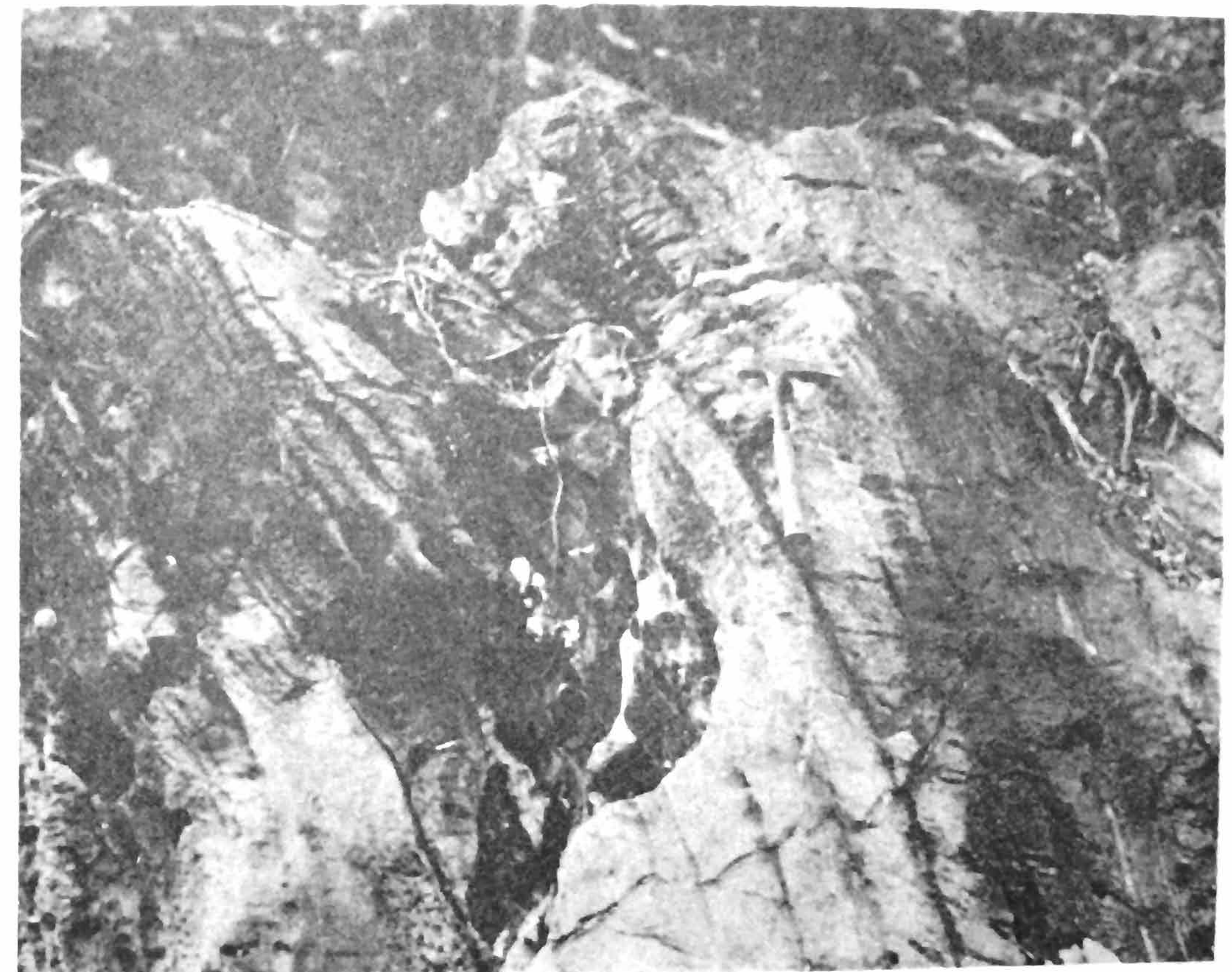


Fig. 7. Afloramiento de la Formación La Asunción. Localidad: La Asunción (camino La Asunción - La Patana).

blásticas, de tonalidades oscuras (cuando están frescas) que varían entre gris oscuro a casi negro. Al golpearlas desprenden un fuerte

olor a sulfhídrico. En los esquistos calcáreos los planos de esquistosidad se encuentran cubiertos por una pátina de grafito o de óxidos de hierro.

La asociación mineral presente es bastante limitada: calcita, cuarzo, mica moscovita, sericita, y mena metálica pirita, hematita, grafito. Esta paragénesis indica un metamorfismo de bajo grado, de la facies esquistos verdes. La Formación La Asunción ha sido tectónicamente emplazada sobre la Formación Sierra Verde y, por tanto, todos sus contactos con ella son de naturaleza tectónica y serán estudiados posteriormente.

Las rocas de la formación son cubiertas, discordantemente por las calizas de la Formación Punta de Maisí. El contacto puede verse en el camino La Asunción-La Patana, en la pendiente de la primera terraza. En la base la Formación Punta de Maisí es brechosa y en ella se encuentran muchos clastos de mármoles y esquistos calcáreos de variadas dimensiones.

No se han encontrado restos de fauna en las rocas de la Formación La Asunción y los datos de Campo sólo indican que es más vieja que la Formación Punta de Maisí. Indirectamente puede afirmarse que es de edad precenozoica pues forma parte del basamento pre-paleogénico.

Es posible que las formaciones sierra Verde y La Asunción estén intimamente relacionadas. Ambas provienen del metamorfismo de secuencias sedimentarias, sin mezcla de material vulcanógeno. Aunque una es calcárea y la otra metaterrígena, en la Formación Sierra Verde hay capas de mármoles y en la Formación La Asunción hay granos de cuarzo en los mármoles. En el epígrafe siguiente, al analizar la edad de la Formación Sierra Verde, se discute la posibilidad de que ambas unidades sean pretithonianas.

Formación Sierra Verde

Los autores de este artículo proponen denominar Formación Sierra Verde a la secuencia de pizarras o filitas que afloran en la localidad del mismo nombre, ubicada cerca del extremo oriental del área estudiada. Las rocas de la formación constituyen una franja con

rumbo submeridional que se extiende desde las cercanías de sierra Verde, al sur, hasta los alrededores de Vertientes al norte.

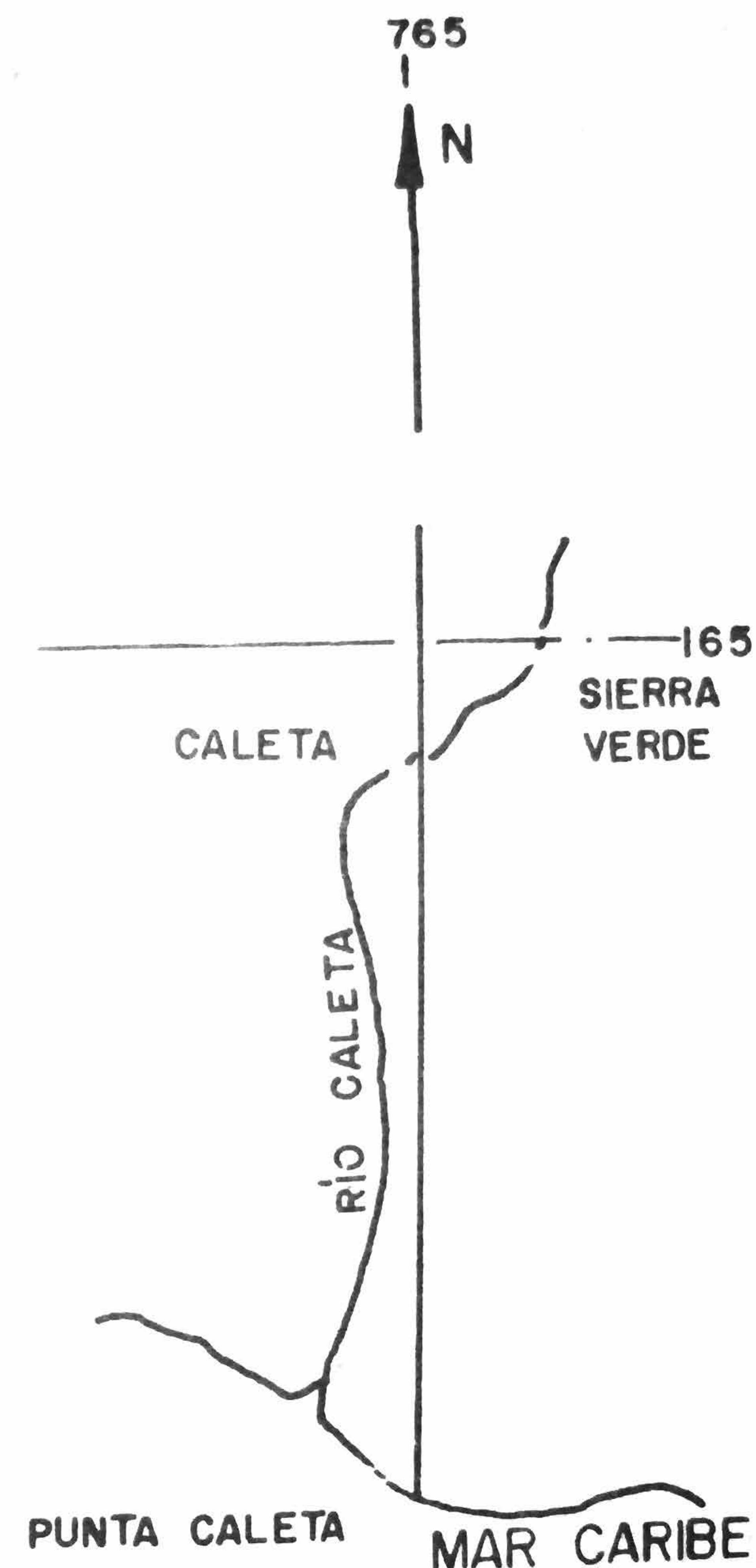


Fig. 8. Mapa esquemático de la localidad tipo de la Formación Sierra Verde.

La Formación está constituida fundamentalmente por filitas o pizarras (Fig. 9), generalmente muy meteorizadas, que presentan escasos afloramientos pues sobre ellos se desarrolla un potente suelo

rojo, probablemente laterítico. Las rocas frescas parecen ser pizarras o filitas de color violáceo oscuro, posiblemente grafiticas, finamente esquistasas las cuales pueden observarse, por ejemplo, en el arroyo La Vieja a 5 km aproximadamente al sureste de Vertientes, o en el curso superior del río Ovando. En muchos afloramientos estas rocas están cortadas por vetas de cuarzo cuyo espesor llega hasta 30 cm o más. Las rocas de la formación se presentan muy fracturadas.

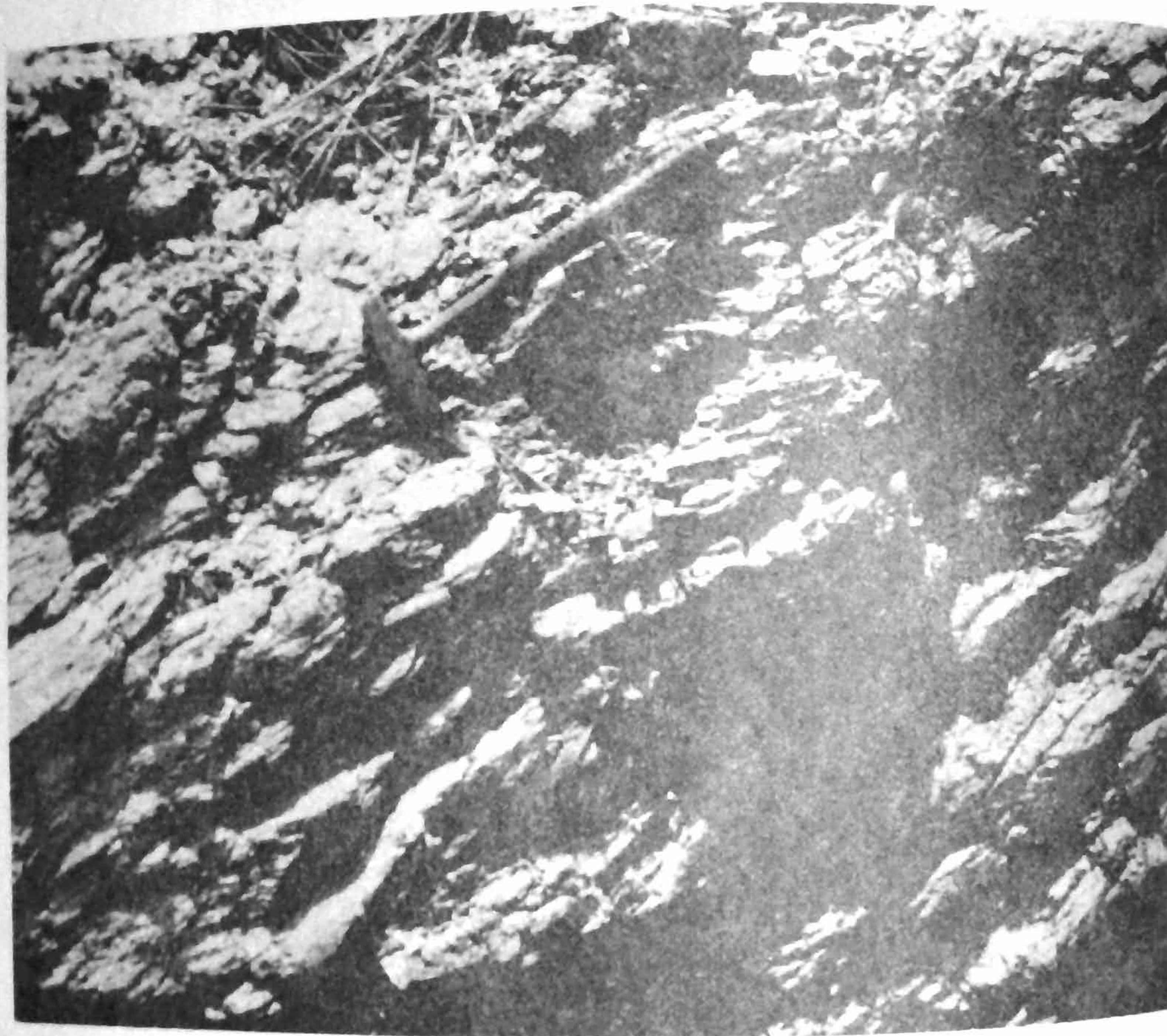


Fig. 9. Afloramiento de la Formación Sierra Verde. Localidad: Sierra Verde.

Al microscopio se observa que las rocas tienen una estructura fibroblástica, a veces, fibrogranoblástica. La asociación paragenética presente es la de sericita y cuarzo. Aparecen también minerales hidromicáceos, pero no fue posible determinar en las secciones delgadas si fueron formados durante el metamorfismo o son producto de la meteorización. Como mineral hipergénico aparece hematita. En las cercanías del caserío de Caleta, intercaladas entre filitas de color verde grisáceo, hay algunas capas (boudinas) de unas areniscas

cuarcíferas de color gris verdoso compactas, grano fino, bien seleccionadas. Los granos de cuarzo, debido al metamorfismo incipiente que ha sufrido la roca están en algunos casos unidos entre sí, adoptando una estructura blastopsamítica. La matriz originalmente arcillosa, ha recrystalizado a minerales del grupo de la hidrómica o sericita. Como mineral accesorio en cantidades muy escasas (uno o dos granos por sección), aparece turmalina (probablemente chorlita). También se encontraron: magnetita y quizás, moscovita y fragmentos de rocas silíceas.

En la misma localidad aparecen algunas intercalaciones de mármoles negros, de grano medio.

La Formación Sierra Verde yace formando un manto tectónico que descansa sobre las formaciones Santo Domingo, sierra del Puerl y Anfíbolitas Macambo. Esto, unido a la ausencia de fósiles dificulta mucho poder asignar la edad a la formación. Sin embargo, la composición del material dedritico de la unidad es tan peculiar que permite a nuestro juicio, emitir criterios sobre la posible edad de estas rocas.

La ausencia de fragmentos de rocas volcánicas hace poco probable que los sedimentos de la Formación Sierra Verde pudieran ser rocas terrigenas del Cretácico Superior o Paleogeno Inferior metamorfolizadas, ya que en Cuba todas las rocas clásticas de esa edad tienen abundantes fragmentos de vulcanitas, provenientes de la erosión de terrenos volcánicos más antiguos. En la formación tampoco se han hallado intercalaciones de tobas u otro material vulcanógeno primario que pudiera indicar la contemporaneidad de la sedimentación de estas capas con la actividad vulcanógena desarrollada en Cuba desde el Tithoniano (?) al Turoniano según los datos de Mayerhoff (28). De esta forma, llegamos a la conclusión de que las rocas de la Formación Sierra Verde han de ser de edad pretithoniana.

Es necesario destacar aquí la notable similitud mineralógica y litológica de la Formación Sierra Verde con la Formación San Cayetano, como puede verse comparando los datos ofrecidos en nuestro trabajo sobre la primera con los existentes en la literatura geológica sobre la Formación San Cayetano (28). Sin embargo, aunque existe la posibilidad de que ambas unidades sean correlacionables, se requiere de más datos para llegar a una conclusión sobre esto ya que

se necesita algo más que semejanzas litológicas y mineralógicas para correlacionar, con seguridad, unidades estratigráficas cuyos afloramientos están separados unos 1 000 km.

Formación Sierra del Purial

En la definición original, como Formación Sierra del Purial fue designada la potente secuencia de rocas metamórficas que aflora en gran parte de la sierra del Purial (17). Las investigaciones realizadas en los últimos años han puesto de manifiesto que no es conveniente agrupar todas las metamorfitas de la sierra del Purial en una sola formación, puesto que existen en ella secuencias de rocas metamórficas con marcadas diferencias en cuanto a litología y posiblemente también, edad. De esta forma, de la definición original hemos excluido en este trabajo a las Anfibolitas Macambo y además son propuestas dos nuevas formaciones constituidas por metamorfitas (Formación Sierra Verde y La Asunción). Por tanto, es necesario redefinir a la Formación Sierra del Purial. Como tal, los autores del presente trabajo consideran la secuencia de rocas vulcanógeno-sedimentarias, generalmente metamorfizadas en las facies esquistos verdes llegando localmente hasta esquistos glaucofánicos en tanto que, también localmente pueden presentarse no metamorfizadas. La formación aflora en gran parte de la Sierra del Purial extendiendo sus afloramientos hasta el borde occidental de las Cuchillas del Toa y el valle de Caujerí.

La Formación Sierra del Purial está constituida por una variedad considerable de litologías. Aquellas derivadas de rocas tobaceas presentan, en general, una esquistosidad bastante manifiesta (Fig. 10), en tanto que, las que provienen de las lavas son a menudo rocas masivas, no esquistosas, hecho este señalado con anterioridad por Adamovich y Chejovich (3). A menudo son reconocibles texturas y estructuras relicticas tales como almohadillas, estratificación gradacional, fenocristales relicticos y amígdalas.

Las rocas de la facies esquistos verdes están presentadas por las litologías siguientes:

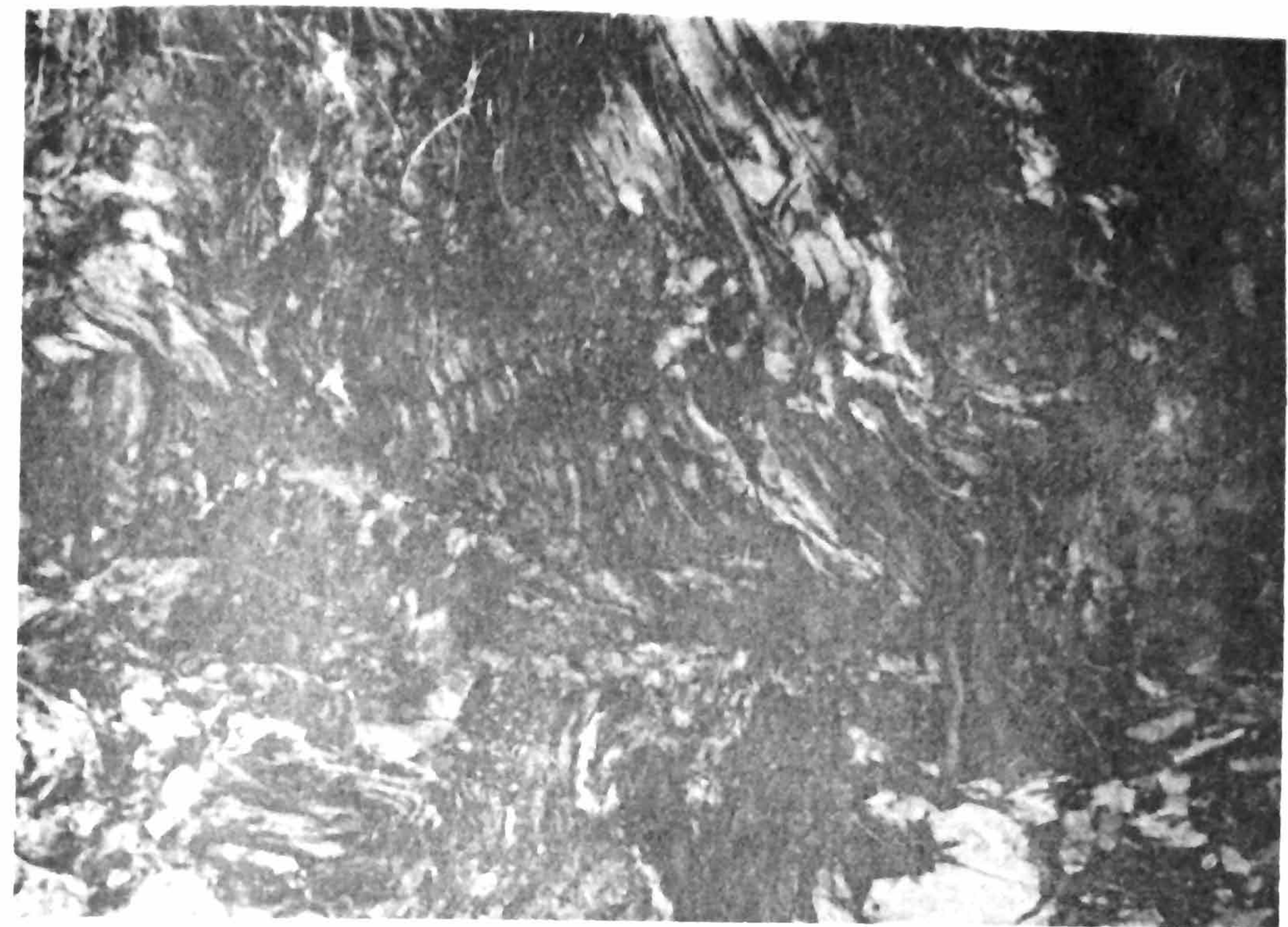


Fig. 10. Afloramiento de esquistos verdes de la Formación Sierra del Purial. Localidad: Loma La Fuente, San Antonio del Sur.

a) esquistos cloríticos: rocas con esquistosidad no muy bien manifiesta de color verde o gris verdoso. Son la litología predominante en la formación. Dentro de ellos se distinguen los esquistos cloríticos-albíticos, clorítico-cuarzo-calcáreos y clorítico-actinolíticos. A veces, los esquistos cloríticos parecen provenir del retrometamorfismo de esquistos glaucofánicos como puede apreciarse en Guajacal, al norte de Imías. Las rocas originales parecen ser lavas y tobas básicas.

b) esquistos calcáreos: rocas por lo general finamente esquistosas que aparecen intercaladas en paquetes de poca potencia entre los esquistos cloríticos. Presentan las siguientes paragénesis:

Calcita (95 %) - cuarzo-mena

Calcita-cuarzo-albita-clorita-mena.

Los esquistos calcáreos han sido observados en Los Gallegos y Arroyo Frío, al oeste de La Tinta y en Loma La Fuente, al norte de San Antonio del Sur.

c) Mármoles: son rocas esquistosas, de grano fino, color gris verdoso a blanco verdoso. Presentan las siguientes paragénesis: calcita, cuarzo, albita, epidota, estilpnomelano y clorita. Han sido observados en loma La Fuente (donde poseen las características enunciadas) y en la Vía Azul, al norte de Cajobabo.

d) Esquistos tremolíticos-actinolíticos: son rocas esquistosas, untuosas al tacto. En ocasiones son visibles los granos constituyentes. Presentan las paragénesis siguientes:

tremolita-epidota-clorita-plagioclasa
tremolita-epidota-albita-calcita-mena
actinolita-cuarzo-sericita-epidota.

Las rocas de la facies esquistos glaucofánicos presentan casi siempre una buena esquistosidad. Son de color verde o gris azulado. Los esquistos glaucofánicos han sido observados en áreas aisladas: Guajacal al norte de Imías y en Palenque, al norte de Macambo. Estas rocas presentan las asociaciones siguientes:

glaucofana-clorita-albita-epidota-magnetita-cuarzo-actinolita
glaucofana-clorita-cuarzo-epidota-pumpellyta?-plagioclasa

Además de las litologías metamórficas mencionadas, en la Formación Sierra del Purial aparecen algunas capas de diabasas. En ellas las plagioclasas están muy alteradas, fracturadas, saussuritizadas, o algo prehnitizadas (?). Los piroxenos, en ocasiones, están sustituidos por anfíboles y estos a su vez por clorita, en tanto que, en otras se conservan frescos. Estas rocas al parecer fueron más resistentes a los procesos metamórficos, que las otras litologías de la Formación Sierra del Purial y en las condiciones de presión y temperatura existentes durante el metamorfismo se conservaron inalteradas. Este hecho fue observado también por Adamovich y Chejovich (3).

La edad de las rocas metamórficas de la Sierra del Purial ha sido bastante discutida, aunque apoyándose en la mayor parte de los casos, en muy pocos argumentos. Por ello, varios de los autores, en un trabajo anterior (17) se mostraron bastante cautelosos en cuanto

a asignarles edad a estas rocas. Las investigaciones realizadas durante los años 1975-76 nos han permitido formarnos un criterio más fundamentado sobre la edad de las rocas de la Formación Sierra del Purial. Creemos sin embargo, que es oportuno hacer un breve recuento de algunas de las opiniones que sobre este aspecto se han sustentado.

Furrazola *et al.* (19) consideraron que todas las rocas metamórficas de Cuba eran rocas jurásicas, correlacionables con el corte jurásico (Formación San Cayetano a Formación Artemisa) expuesto en Pinar del Río. Esta correlación se basaba en la supuesta semejanza litológica de los macizos metamórficos cubanos con el corte de la sierra de los Órganos. Es evidente que la Formación sierra del Purial, cuyas rocas originales eran vulcanógeno-sedimentarias, no es correlacionable litológicamente con ninguna de las unidades terrígeno-calcareas de Pinar del Río y que, por tanto, la correlación propuesta carece de sustentación.

Adamovich y Chejovich (3) señalaron la gran similitud litológica existente entre las rocas vulcanógeno-sedimentarias metamorfitizadas (Formación Sierra del Purial) y las rocas vulcanógenas-sedimentarias del norte de Oriente (Formación Santo Domingo en nuestro esquema estratigráfico), supuestamente pertenecientes al Cretácico Inferior, e incluso, mencionan la presencia de transiciones graduales de rocas metamorfitizadas o no metamorfitizadas. Knipper y Cabrera (29) respaldan las ideas de Adamovich y Chejovich.

Tijomirov (45), considera a las metamorfitas del este de Oriente (refiriéndose, sin duda, a las de la sierra de Purial) como pertenecientes a un complejo espilitico-queratofirico, que supone constituyen las rocas magmáticas más antiguas de Cuba las cuales afloran además, en los otros macizos metamórficos.

Aunque los autores no han obtenido datos definitivos sobre la edad de la Formación Sierra del Purial nuestras observaciones nos inclinan a apoyar las ideas de Adamovich y Chejovich. Las rocas originales de la Formación Sierra del Purial debieron tener composición y características litológicas muy similares a las de la Formación Santo Domingo.

Aunque en algunas localidades ambas formaciones se ponen en contacto (Tres Palmas, Los Indios), estos son siempre de naturaleza

tectónica y parecen implicar desplazamientos horizontales (sobrecorrimientos).

Resumiendo, podemos decir, que probablemente las rocas de la Formación Sierra del Purial y las de la Formación Santo Domingo pertenecen a una misma secuencia vulcanógeno-sedimentaria que al aparecer en las partes sureñas de su área de distribución fue metamorfozada y posteriormente cabalgada hacia el norte sobre su equivalente no metamorfozado. Las secuencias con las características mencionadas parecen tener en Cuba una edad Tithoniano (?) - Cretácico preconiáciano (28) por lo que asignamos, condicionalmente, a la Formación Sierra del Purial tal edad.

Formación Santo Domingo

En 1975, Manuel Iturralde (24) propuso denominar como Formación Santo Domingo una secuencia de tobas y tufitas con algunas intercalaciones de andesitas, que afloran en Calabazas y Santo Domingo, en el municipio Il Frente, al sur de la sierra Cristal. Cortes con características similares y probablemente de igual edad, aunque con diferentes proporciones de litologías constituyentes, pueden observarse en el valle del río Cabonico al este de Nicaro y al sur de Mayarí Arriba (37, 36). Estas rocas pueden ser incluidas en la Formación Santo Domingo, la cual, como todas las secuencias vulcanógenas, tiene marcadas variaciones faciales.

En la sierra del Purial y el valle de Caujerí afloran, en algunas pequeñas áreas, rocas consideradas por nosotros como pertenecientes a la Formación Santo Domingo.

La localidad donde más extensamente afloran estas rocas (unos 3 km²) es en Mameyal y Los Indios, situada a 4 km al oeste del poblado de Puriales de Caujerí (11, 35). En esta área afloran aglomerados, tobas, areniscas, tobaceas y lavas andesíticas. Las rocas clásicas presentan a menudo estratificación gradacional, laminar, etcétera. Las capas presentan yacencias abruptas y es evidente que han sufrido intensas deformaciones, visibles, además, en algunos aglomerados que presentan los bloques aplastados orientados paralelamente. En algunos afloramientos las rocas están cortadas por vetas de cuarzo lechoso similares a las que se observan en la Formación Sierra del Purial.

En distintos puntos Martínez (35) y Casanova (11) reportan la presencia de rocas vulcanógenas metamorfozadas en la Formación Santo Domingo. Este aspecto es sin duda de mucho interés en lo que

respeto a las relaciones de las formaciones Santo Domingo-Sierra del Purial y requiere los estudios posteriores para precisar además, sus vínculos con las vulcanitas no metamorfozadas típicas de la Formación Santo Domingo.

En Tres Palmas al oeste de La Tinta en las cabeceras del arroyo Frío afloran en una pequeña ventana tectónica (o escama) (?) lavas, tobas, tufitas y calizas. No obstante encontrarse este afloramiento situado a una considerable distancia de las áreas de afloramientos conocidas de la Formación Santo Domingo, hemos asignado esta secuencia a dicha formación por sus grandes similitudes litológicas.

La ventana tectónica se encuentra a unos 800 m al sur del contacto entre los esquistos de la Formación Sierra del Purial y las serpentinitas.

En la parte inferior del corte visible de la formación se encuentran capas de aglomerados y tobas gruesas con intercalaciones de mantos basálticos con texturas de almohadillas de hasta 50 m de potencia. Las tobas son de composición media o básico algo calcáreas. En la parte superior al corte predominan las tobas y tufitas bien estratificadas de color negro y gris, en capas finas de hasta 5 cm y laminares, de grano medio a fino. En ellas se observa estratificación gradacional y *ripple marks* de corriente. También hay calizas en las cuales se observa una fisibilidad bastante marcada.

Otro afloramiento de rocas asignadas a la Formación Santo Domingo se encuentra en el curso medio del arroyo Caletica, al sureste de La Tinta. En este caso el corte expuesto está compuesto en su totalidad por andesitas, las cuales presentan a veces almohadas (Fig. 11).

Hasta el momento no han sido hallados fósiles en las rocas de la Formación Santo Domingo. Probablemente, la formación es correlacionable con las secuencias vulcanógenas preconiácianas de Cuba central. Recientemente Furrázola *et al.* (20) han descrito varios cortes potentes de rocas probablemente correlacionables con la Formación Santo Domingo en la mitad occidental de la Sierra Maestra. En estos cortes se ha encontrado abundante fauna que permite asignarlos al intervalo Aptiano-Turoniano. Meyerhoff ha suministrado algunas pruebas que permiten suponer que estas secuencias vulcanógenas tienen en Cuba una edad Tithoniano (?) - Cretácico preconiáciano (28). Siguiendo a este autor hemos asignado, tentativamente esta edad a la Formación Santo Domingo.

La Formación Santo Domingo es probablemente el equivalente no metamorfozado de la Formación Sierra del Purial.



Fig. 11. Andesitas con texturas en almohada. Las andesitas contienen algunos xenolitos de calizas. Localidad: río Caletica, al SE de La Tinta.

Formación La Picota

La Formación La Picota fue considerada originalmente por Lewis y Straczek (34) como un miembro (Picote conglomerate Member) de la Formación Habana (?). Estudios posteriores han permitido comprobar su amplia distribución geográfica y reevaluar sus relaciones con las rocas del resto de la antigua Formación Habana (?) por lo que se ha propuesto elevar la unidad a la categoría de formación (15, 24) y como tal es estudiada aquí.

La localidad tipo de la formación se encuentra en el monte La Picota, ubicado en el sur de la sierra de Nipe (34). La unidad ha sido mapeada en el flanco sur de dichas elevaciones, en la sierra Cristal (14, 15, 24, 36) y en el extremo oriental de las Cuchillas de Baracoa (15). Gran parte de los depósitos rudaceos de esta región atribuidos al Maestrichtiano por Adamovich y Chejovich (1, 2, 3), corresponden a la Formación La Picota.

La Formación La Picota es un depósito generalmente brechoso, constituido fundamentalmente por clastos de diabasas y serpentinitas

tas y en cantidades subordinadas de calizas arrecifales, rocas efusivas medias o básicas, gabros, dioritas y piroxenitas. El tamaño de los fragmentos varía desde menos de 1 cm a enormes olistolitos de cientos de metros de longitud, estos últimos compuestos casi siempre por serpentinitas o diabasas. La selección de las brechas es muy pobre o inexistente y los clastos flotan en una matriz arenosa o aleurolítica de igual composición, a veces calcárea, la cual está saturada de espejos de fricción. Los clastos están en muchas ocasiones, cubiertos por una pátina de serpentina con espejos de fricción (Fig. 12).



Fig. 12. Afloramiento de la Formación La Picota. Localidad: terraplén Baracoa - La Tinta, al sur del alto de Lebeyé.

En algunas localidades, intercalados en las brechas, hay sedimentos más finos los cuales presentan todas las texturas típicas de las turbiditas. Muy característico de estas turbiditas es que están constituidas casi en un 100 % por granos de serpentinitas.

En la región estudiada en este artículo, la Formación La Picota aflora en dos áreas. La primera es la de Veguita Prieta-Capiro, situada en el curso medio del río Yumurí, cerca del extremo oriental de

las Cuchillas de Baracoa. En esta región la formación se caracteriza por el predominio general de los clastos de serpentinita en tanto que, en otras áreas, los clastos gruesos dominantes son casi siempre los de diabasas y el material serpentinitico en la matriz (por ejemplo en sierra Cristal). A veces como puede apreciarse en el lecho del río Yumuri, se presentan brechas que poseen abundantes bloques de serpentinitas ocritizadas cortadas por vetas de calcita, que sirven también de cemento. Es de interés señalar la presencia relativamente abundante en algunas capas, de una roca de apariencia plutónica, constituida por plagioclasas, cuarzo, microclina, con estructura peritítica, alterada a sericita, clorita (producto posiblemente, de la alteración de biotita) y epidota. Se observa en ellas un intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa (mirmequitización). Estas rocas sólo han sido halladas por nosotros en Veguita Prieta y no conocemos de que hayan sido reportadas en otras áreas de afloramiento de la Formación La Picota. En Veguita Prieta, en las brechas, se encontró un canto de anfíbolitas.

Aunque la composición de los clastos de la formación es predominantemente serpentinitica, hay algunas capas de areniscas que presentan pocos clastos de ellas. Estos últimos sedimentos posiblemente se derivaron de la erosión de terrenos volcánicos.

En Bernardo de Yateras la formación aflora en una pequeña área, en la cual presenta características litológicas algo diferentes a otras áreas, pues, además de los cantos de diabasas son muy abundantes en ella las de calizas, en tanto que los de serpentinitas son más escasos. También aparecen aquí algunos bloques de piroxenitas y areniscas serpentiniticas calcáreas, muy fracturadas y esquistasas. Estas últimas rocas y las calizas contienen una fauna bentónica mal preservada.

En la sierra Cristal las investigaciones realizadas en los últimos años han permitido determinar el carácter alóctono de la Formación La Picota (15, 24). Éste no es tan claro en la región aquí estudiada, puesto que no hemos podido detectar su contacto con las rocas subyacentes. En Bernardo (sierra de Yateras) la formación es cabalgada por serpentinitas y lo mismo parece ocurrir en Veguita Prieta. A pesar de no ser visible su contacto inferior, las intensas deformaciones presentes en la formación indican, sin lugar a dudas que, al igual que en las áreas más occidentales de afloramiento, la Formación La Picota es una *melange* (15, 24) y que debe ser alóctona en toda su área de distribución geográfica.

En sierra Cristal se ha obtenido una fauna relativamente abundante que señala que la Formación La Picota pertenece al Maes-

trichtiano. Las evidencias de campo indican lo mismo. Ni en Bernardo, ni en Veguita Prieta han sido halladas faunas con valor estratigráfico, pero no existen argumentos para pensar que tenga aquí otra edad. En la primera localidad la formación es cubierta discordantemente por las brechas de la Formación San Ignacio (Eoceno Medio), en tanto en Veguita Prieta yace sobre ella, también discordantemente, la Formación Capiro (Eoceno Superior).

El espesor de la formación debe ser como mínimo, de varios centenares de metros pero sus características han impedido hasta el momento realizar mediciones confiables.

La Formación La Picota parece constituir un depósito de aguas profundas formado en el frente de un manto tectónico en avance desde el sur. Este problema será desarrollado más ampliamente al tratar de la tectónica y la evolución geológica de la región. De acuerdo con los datos acumulados estimamos que las opiniones acerca del origen continental de estos depósitos son erróneas (14, 34).

Formación Cañas

En las elevaciones situadas entre La Tinta, al sur y la confluencia del río Yumuri con el arroyo Manuel Ortiz, al norte se encuentran afloramientos dispersos de calizas arrecifales del Maestrichtiano (Fig. 13). En las provincias de Guantánamo y Santiago de Cuba, así como en la mitad oriental de Holguín, no se conoce una secuencia que posea estas características, por lo que proponemos reunir estas rocas en una nueva unidad, la Formación Cañas, que toma su nombre del río de ese nombre, afluente del Jauco, en cuya cuenca aflora en algunos puntos.

La Formación Cañas está compuesta por calizas masivas de color crema grisáceo blanco o con tonalidades rosadas, compactas a veces fétidas, organógenas, coquinoideas u órgano dendríticas, con abundantes foraminíferos bentónicos, algas, fragmentos de ruditas, etcétera. A veces, las rocas están muy recrystalizadas y siempre aparecen cortadas por vetas de calcita en variadas direcciones. Ocasionalmente presentan estilolitos.

Los afloramientos de la formación son muy pobres. Casi siempre donde ella se encuentra es muy difícil hallar afloramientos *in situ* aparecen aglomeraciones bastante numerosas de bloques y, por ello, hasta el momento, no se han podido precisar sus relaciones con otras rocas. En el río Cañas, unos 2,5 km al norte de La Tinta parecen vacer sobre la Formación sierra del Purial en tanto que en el Valle del Yumuri, cerca de Velete, las calizas yacen sobre rocas tobaceas posiblemente pertenecientes a la Formación Santo Domingo.

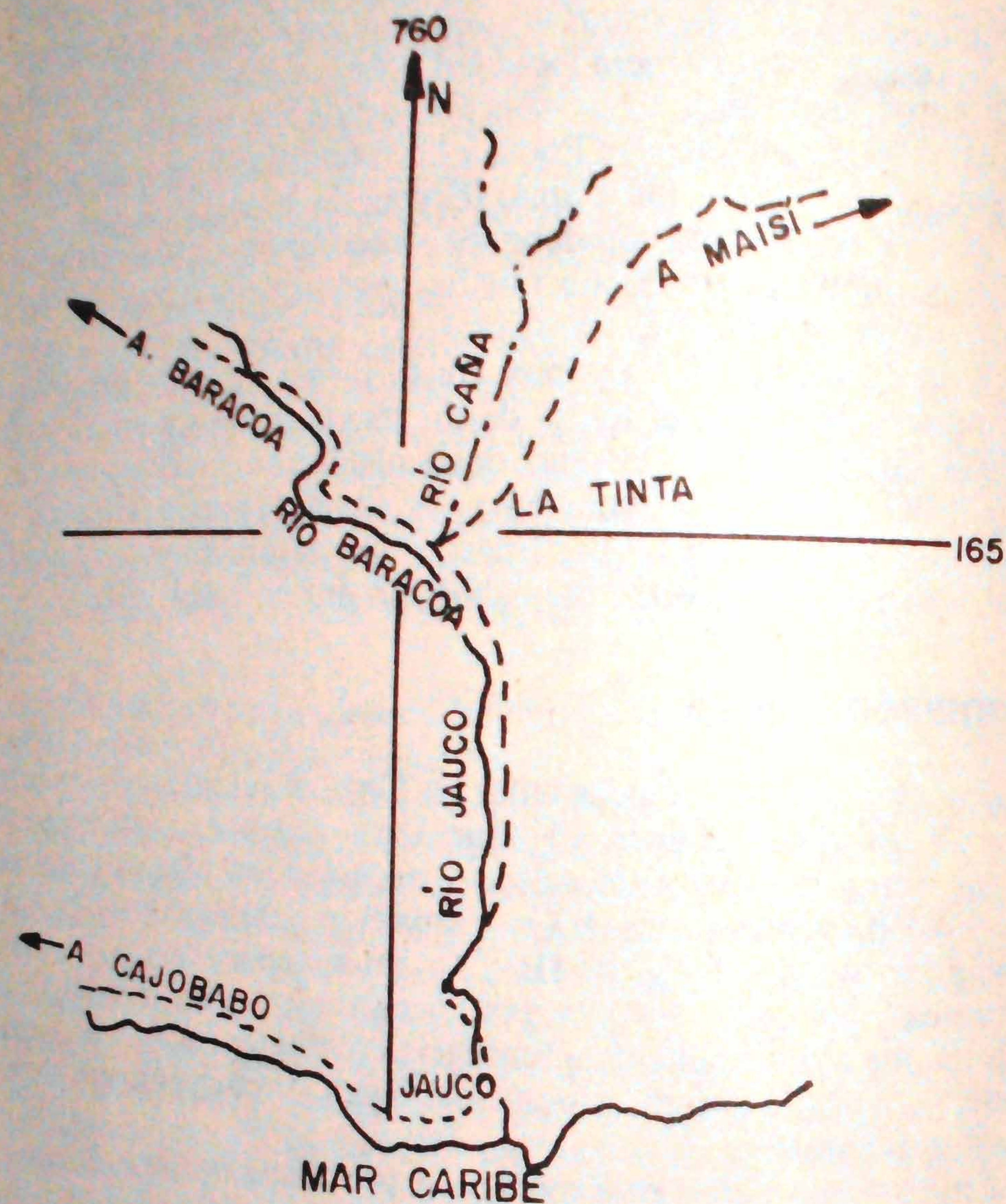


Fig. 13. Mapa esquemático de la localidad tipo de la Formación Cañas.

En la Formación Cañas ha sido encontrada una abundante fauna que permite precisar su edad como Maestrichtiano. La fauna reportada es la siguiente:

Sulcoperculina globosa, *Sulcoperculina dickersoni*, *Vaughanina cubensis*, *Vaughanina* sp., (?), *Sulcoperculina* sp., *Pseudorbitoides* sp., *Orbitoides* sp., *Textularia* sp., *Sulcorbitoides* sp., *Pseudotextularia* sp., *Rugoglobigera* sp., *Heterohelix* sp., foraminíferos arenosos y fragmentos de rudistas y algas.

De acuerdo con estos datos la Formación Cañas debe ser correlacionable con la Formación La Picota. Esto se confirma además,

por la presencia de bloques de calizas arrecifales entre los clastos de la Formación La Picota en muchas áreas. Ambas formaciones se depositaron entonces simultáneamente, en una misma cuenca, la Formación Cañas en aguas muy someras, en tanto que en la Formación La Picota es un sedimento de mayor profundidad.



Fig. 14. Afloramiento de la Formación Cañas en el valle del río Yumuri, al norte de la desembocadura del arroyo Manuel Ortiz.

Aunque en la actualidad el área de afloramiento de la Formación Cañas es muy limitada, originalmente fue, posiblemente, bastante extensa, como lo parecen indicar algunos clastos de calizas con algas de apariencia cretácica en la Formación San Ignacio y un clasto de caliza organodedríticos con fauna del Campaniano-Maestrichtiano encontrado en la Formación San Luis en Imías (17).

La Formación Cañas puede correlacionarse también con las calizas arrecifales del Maestrichtiano estudiadas por Kozary en la Silla de Gibara (32).

COMPLEJO EOCENO-OLIGOCÉNICO GEOSINCLINAL

Formación El Cobre

Las rocas de la Formación El Cobre afloran en dos localidades en el borde sur del área estudiada. La formación fue definida por Taber (44). Posteriormente, los equipos de Keijzer (27) Lewis y Straczek (34) y otros demostraron su amplia distribución geográfica en el centro y sur de Oriente. Recientemente ha sido también mapeada al sur de la sierra del Purial (17) y en la sierra de Yateras (10, 38, 41).

La Formación El Cobre está compuesta por un conjunto muy variado de litologías: andesitas, dácitas, basaltos y sus tobas areniscas, aleurolitas y conglomerados tobaceos, tufitas, calizas de diversos tipos, etcétera. A la formación están genéticamente asociados importantes yacimientos de manganeso.

En la región estudiada por nosotros, la formación El Cobre presenta afloramientos en dos localidades: Cajobabo y la sierra de Yateras. En la segunda de estas áreas es autóctona, en tanto que en la primera es alóctona.

En Cajobabo la formación está bastante deformada y su estratigrafía no ha podido ser aún totalmente descifrada. Parte considerable de la unidad está constituida por ritmos de rocas tobaceas conglomerados finos, areniscas y aleurolitas, calcáreas. Las tobas son bastante escasas. Hay algunas capas de calizas tobaceas y cuerpos potentes de andesitas las cuales constituyen probablemente, intrusivos subvolcánicos (Fig. 15)

Debido a la complejidad estructural del área, el espesor de la formación no se ha determinado con precisión, pero es del orden de varios centenares de metros. La fauna encontrada en sus rocas indican que al sur de la sierra del Purial la formación pertenece al Eoceno Inferior.

En Cajobabo, la Formación El Cobre es alóctona está emplazada tectónicamente sobre la Formación San Ignacio y San Luis. Los datos existentes sobre la geología regional del extremo oriental de Cuba indican que las rocas de la formación se acumularon originalmente al sur de su actual ubicación, posiblemente en la región ocupada ahora por la fosa de Bartlett (16).

La Formación El Cobre es cubierta discordantemente en Cajobabo por la Formación Imías o por los aluviones cuaternarios.

En la sierra de Yateras la Formación El Cobre fue mapeada en Bernardo y Arenal. Los afloramientos de la formación se encuentran en las áreas circundantes al río Toa, formando un arco con dirección NW-SSE.



Fig. 15. Andesitas de la Formación El Cobre. Afloramiento situado en la Via Azul, al norte de Cajobabo.

La Formación El Cobre está constituida fundamentalmente por tobas vítreas zeolitizadas de color crema o verde claro, muy ligeras. Las rocas están formadas en un 80-90 % de zeolitas y el resto con cristaloclastos de cuarzo, plagioclasas medias, pirozeno monoclinico, hornblenda epidota, magnetita, fragmentos de rocas efusivas y algunos foraminíferos recrystalizados. En algunos afloramientos se observan concreciones piríticas, parcialmente limonitizadas. Las tobas vitreocrystalinas aparecen en cantidades subordinadas. En ellas el vidrio representa del 65 al 90 % de la roca y el resto está formado por fragmentos de minerales.

El resto de la formación está constituida por tufitas y calizas tobaceas, las cuales presentan a veces foraminíferos plantónicos recrystalizados.

La potencia de la Formación El Cobre es de unos 575 m, en Bernardo y de 900 m, en Palenque de Yateras, al oeste de la región estudiada.

La Formación El Cobre descansa concordantemente sobre las formaciones San Ignacio y Raisú. En el arroyo El Soldado (Bernardo) puede observarse como las calizas tobaceas y tufitas de la Formación

El Cobre yacen sobre las calizas brechosas de la Formación San Ignacio. Lo mismo puede observarse en el arroyo Bernardo (Fig. 16).



Fig. 16. Afloramiento de brechas de la Formación San Ignacio, en el valle de Imías, al este de la localidad tipo.

En la sierra de Yateras la Formación El Cobre es cubierta en casi todas las localidades por la Formación Charco Redondo (10, 38, 41). El contacto en estos casos es concordante. Sólo en El Cilindro pudo observarse que la Formación Charco Redondo está ausente del corte, cubriendo paraconcordantemente la Formación San Luis las rocas de la Formación El Cobre.

La fauna encontrada en las rocas de la Formación El Cobre en la sierra de Yateras se encuentra muy mal preservada y hasta el momento no se ha encontrado ninguna con valor estratigráfico. Sin embargo, la formación se encuentra entre unidades pertenecientes al Eoceno Medio (Formación San Ignacio y Charco Redondo), por lo que puede afirmarse que su edad debe ser Eoceno Medio.

Formación San Ignacio

A. Boiteau y M. Campos (7) propusieron denominar como Formación San Ignacio a una potente secuencia de brechas que descansan sobre las rocas metamórficas en los valles de Imías y Cajobabo,

al sur de la sierra del Purial, designando como localidad tipo los cortes situados, norte del caserío de San Ignacio en el valle de Imías. Las investigaciones realizadas durante los años 1973-1976 han permitido determinar la presencia de esta unidad desde la zona de Bernardo en la sierra de Yateras al NW, hasta Cajobabo al SE y, quizás, un poco más al este en el río Caña. De esta forma los afloramientos de la formación puede seguirse intermitentemente a lo largo de unos 66 km.

La formación está constituida, en su localidad tipo, por brechas de clastos de rocas metamórficas y, en menor cantidad, de calizas, serpentinitas y, muy raramente, de bloques de la Formación La Picota. Los clastos carecen de redondeamiento y alcanzan en algunas ocasiones 6-8 m de diámetro. Las rocas carecen de selección. En San Ignacio hay algunas intercalaciones de areniscas y aleurolitas y en la falda oriental de loma La Mesa hay algunas potentes intercalaciones rítmicas de sedimentos margosos.

Al norte de Puriales de Caujerí, en Dos Brazos, la Formación San Ignacio aflora en un área de unos 4 km². Esta área se encuentra separada unos 21 km de los afloramientos más orientales de la formación en Imías. Entre ambas localidades no han sido hallados afloramientos de las brechas. En Dos Brazos, la Formación San Ignacio se caracteriza por poseer muchas intercalaciones de calizas brechosas y calcarenitas, las cuales contienen una abundante fauna bentónica. Debido a estas peculiaridades del corte en la región de Puriales, M. Martínez propone separar esta parte de la formación en el miembro Dos Brazos (35).

Una secuencia similar a la de Dos Brazos se encuentra en la zona de Bernardo. En el arroyo Los Negros, al sur de Bernardo, las calizas brechosas son masivas o de estratos gruesos y están intercaladas con brechas con matriz arenosa o brechosa fina y cemento calcáreo. La parte inferior del corte de la formación está constituida por una brecha masiva, mal seleccionada de metavulcanitas y esquistos calcáreos.

En Bernardo, la Formación San Ignacio presenta bruscas transiciones faciales. Así en el arroyo Frijoles situado unos 0,5 km al NW de la localidad anterior al corte, comienza con calizas brechosas que yacen discordantemente sobre la formación La Picota. En esta área las calizas están bien estratificadas presentando estratificación gradacional y *ripple marks* de corriente.

A diferencia de las áreas de afloramiento situadas más hacia el SE, en Bernardo y sus alrededores se han podido observar algunas intercalaciones de tobas en las rocas de la Formación San Ignacio y en las calizas de la parte superior de la formación hay algún material

vulcanógeno diseminado (cristales de piroxenos, plagioclasas, etcétera).

La Formación San Ignacio yace en todas las áreas discordantemente sobre las rocas de la Formación Sierra del Purial excepto en Bernardo donde además, descansa discordantemente sobre la Formación La Picota y las serpentinitas. En los valles de Imías y Camajabo es cubierta por la Formación San Luis de la cual la separa una pequeña discordancia angular (17). En Dos Brazos es cubierta, al parecer también discordantemente, por la Formación San Luis y en Bernardo es cubierta concordantemente por la Formación El Cobre (Fig. 16).

La presencia de intercalaciones de tobas zeolitizadas y los datos paleontológicos muestran que la Formación San Ignacio puede correlacionarse con la parte superior de la Formación El Cobre hacia el cual debe transicionar lateralmente cerca de Bernardo.

Hacia el NW, en el área de Palenque, la Formación San Ignacio al parecer transiciona lateralmente a la Formación Raisú (38) del Eoceno Medio, la cual presenta intercalaciones de brechas finas y calizas brechosas tobaceas.

El espesor visible de la Formación San Ignacio es muy variable en cada localidad debido a que es cubierta discordantemente por la Formación San Luis en muchas áreas. Los espesores máximos medios son los siguientes: más de 300 m en Imías, 200 m en Dos Brazos y varía entre 250 m al norte y 1 000 m al sur en Bernardo.

En la Formación San Ignacio se ha encontrado fauna del Eoceno Medio (17, 41). La formación es un depósito de talud, formado en las inmediaciones de un escarpe submarino de probable origen tectónico. En Dos Brazos y Bernardo se acumularon también junto con las brechas sedimentos calcáreos, producto de la erosión de arrecifes y bancos calcáreos y en Palenque, área situada al oeste de Bernardo y fuera ya de la región estudiada por nosotros, la Formación San Ignacio transiciona lateralmente a una secuencia de calcarenitas y calizas brechosas con algunas intercalaciones de brechas, la Formación Raisú (10, 38).

Formación Charco Redondo

En 1944, Woodring y Dayiess (48) propusieron denominar Formación Charco Redondo a las calizas, margas y calizas tobaceas que descansan concordantemente sobre las capas vulcanógeno-sedimentarias de la Formación El Cobre. Originalmente estos autores asignaron la formación al Eoceno Superior pero estudios posteriores permitieron determinar que pertenece al Eoceno Medio.

En la cuenca de Guantánamo Darton propuso, en 1926, denominar Calizas Guaso a una secuencia de calizas masivas del Eoceno que yacían, según él, concordantemente, por debajo de una serie de areniscas, lutitas y calizas finamente estratificadas a las que llamó Lutitas Guantánamo (27). Keijzer consideró que, en realidad, las Lutitas Guantánamo y la Formación San Luis constituyen una sola unidad estratigráfica, adoptando para ella el nombre de la segunda y correlacionó las calizas Guaso con la parte inferior, calcárea, de la Formación San Luis o con el techo de la Formación El Cobre en la región central de la antigua provincia de Oriente, parte ésta del corte que ya había sido separada, un año antes, por Woodring y Daviess como la Formación Charco Redondo, lo cual era desconocido por Keijzer.

En el presente trabajo hemos designado como Formación Charco Redondo a la secuencia calcárea del Eoceno Medio presente entre las formaciones El Cobre y San Luis. Hemos adoptado esta denominación y no la de calizas o Formación Guaso, a pesar de su prioridad, puesto que el término calizas Guaso sólo ha sido utilizado por Darton en tanto que la Formación Charco Redondo es bien conocida en la literatura geológica cubana.

En la región estudiada por los autores la Formación Charco Redondo aflora sólo en la sierra de Yateras, en las inmediaciones del valle del Toa. En la mayor parte del área la formación está constituida por calizas bien estratificadas (Fig. 17), algo arcillosas, sobre las que yacen calizas margosas, muy fosilíferas con estratificación fina y laminar. En Palma de Tiro (10, 38), al norte de Palenque y fuera ya del área mapeada, además de la secuencia antes descrita, afloran calizas arrecifales muy carsificadas.

En el área de Palenque - Arenal la Formación Charco Redondo alcanza un espesor máximo de unos 50 m, aunque, a veces, como sucede en La Alegría (Arenal), llega a acunarse (41).

La Formación Charco Redondo descansa concordante sobre las capas de la Formación El Cobre y es cubierta, también concordantemente, por las margas y areniscas de la Formación San Luis.

La presencia de una abundante fauna planctónica de foraminíferos, radiolarios y ostrácodos, unido a la estratificación laminar, permite suponer que la facies de calizas arcillosas o margosas, bien estratificadas, constituye un depósito de aguas bastante profundas en tanto que, las calizas arrecifales del norte de Palenque deben indicar una somerización de la cuenca en esa área.

En la formación se ha encontrado una fauna de foraminíferos muy abundante: *Hantkenina Mexicana*, *H. Aragonensis*, *Globorotaria lehneri*, *G. (Turborotalia) centralis*, *G. spinuloinflata*, *G. arago-*



Fig. 17. Afloramiento de la Formación Charco Redondo en Bernardo, sierra de Yateras.

nensis, *G. spinulosa*, *Globigerapsis kugleri*, *Globigerina senni*, *Truncorotaloides topilensis*, *Pseudohastigerina micra*, *Orbulinoides beckmanni*. Este es un complejo faunístico típico para el Eoceno Medio. En la parte superior de la formación, en el contacto con la Formación San Luis, junto con ese complejo faunístico característico del Eoceno Medio, comienzan a aparecer ejemplares de una especie típica del Eoceno Superior: *Hantkenina Lumblei*, hecho que también se observa en la base de la Formación San Luis, por lo que es posible que el contacto entre ambas formaciones corresponda aproximadamente al límite entre el Eoceno Medio y el Superior.

Entre los ostrácodos presentes en la formación se encuentran los siguientes: *Krithe intermedia*, *Pontocyprilla obscura*, *Argillacia sp.* y *Cythereis (?) sp.*

Formación San Luis

En 1934, Taber (44) propuso denominar Formación San Luis a la secuencia predominantemente terrígena (areniscas, lutitas, conglomerados) del Eoceno Superior que descansaba en el centro de Orien-

te sobre la Formación El Cobre, también definida por él. Años después Keijzer (27) precisó algunas características de la formación y Woodring y Daviess (48) separaron su parte inferior, calcárea, en la Formación Charco Redondo. Más tarde, Lewis y Straczek (34) demostraron que la base de la unidad pertenece al Eoceno Medio.

En la región centro-norte y suroriental de la provincia de Guanajuato, la Formación San Luis aflora en Cajobabo e Imías, al sur de la sierra del Purial, en las cabeceras del río Sabanalamar (Dos Brazos) y en la sierra de Yateras.

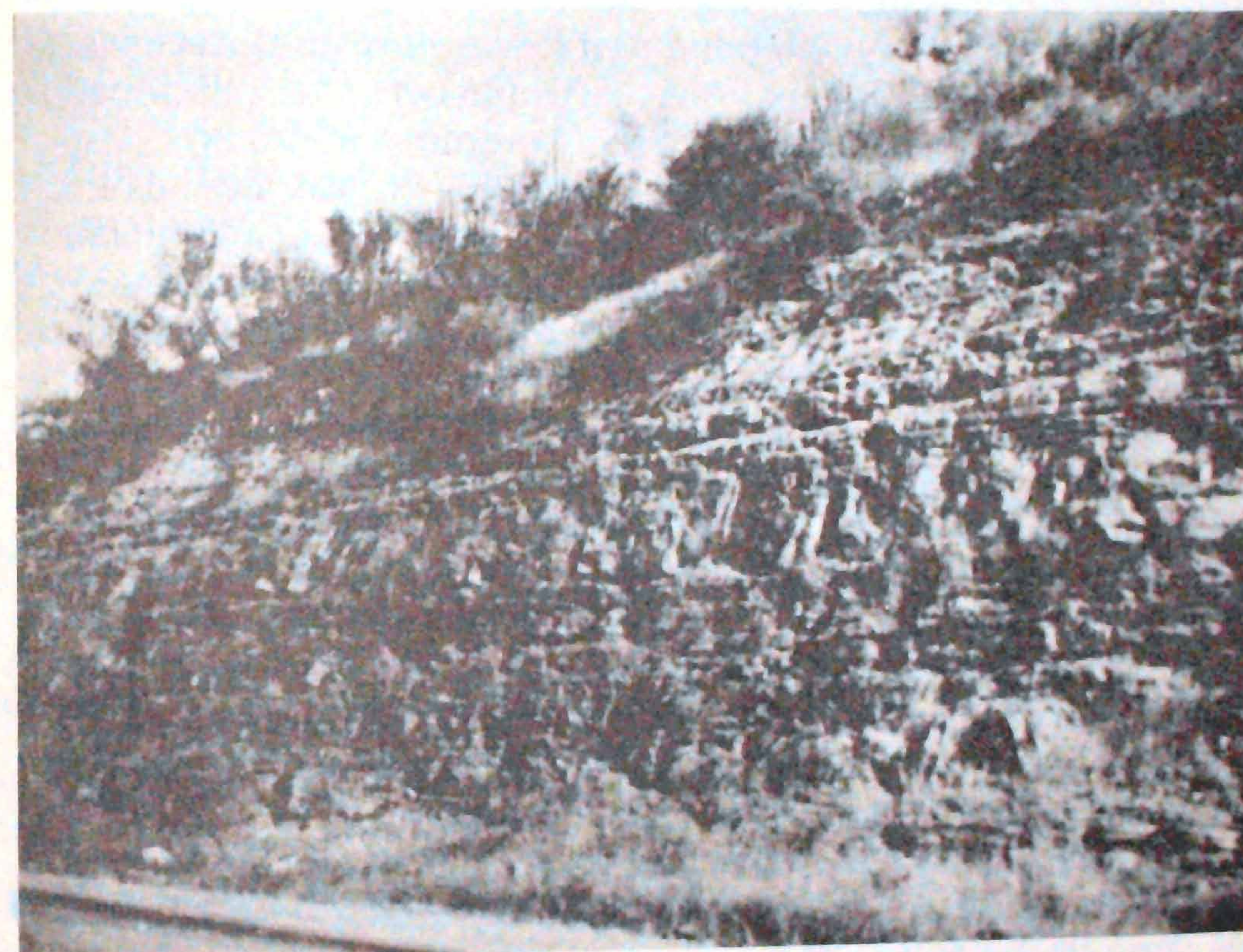


Fig. 18. Corte de la Formación San Luis en la Vía Azul, al oeste de Imías.

En Imías y Cajobabo, la formación contiene una gran cantidad de capas de areniscas y conglomerados (Fig. 18) y manifiesta una marcada ciclicidad, distinguiéndose ciclos de dos magnitudes: menores con potencia de hasta 4-5 m aunque generalmente no pasan de 1 m y mayores con varias decenas de metros de potencia. En ambos casos los ciclos comienzan con sedimentos gruesos y terminan con finos (17, 21).

En Dos Brazos (35) la Formación San Luis aflora en una pequeña área y está constituida por margas.

En Imías, Cajobabo y Dos Brazos, la Formación San Luis yace sobre la Formación San Ignacio. En las dos primeras áreas es bien marcado un cambio de la composición de los clastos de la Formación San Luis con respecto a los de la Formación San Ignacio ya que en la primera predominan los de rocas vulcanógenas, derivadas de la erosión de los terrenos en los que afloraban las capas de la Formación El Cobre (17) mientras que en la segunda no hay clastos de esta litología.

En la sierra de Yateras, la Formación San Luis presenta abundantes afloramientos (41). En la parte inferior del corte yacen margas con intercalaciones de areniscas calcáreas con estratificación laminar y calcarenitas. Las capas presentan a menudo estratificación gradacional y pequeños pliegues, los cuales pueden estar relacionados con deslizamientos submarinos de los sedimentos aún no consolidados. La parte alta del corte está constituida por calcarenitas finas y medias, bien estratificadas con intercalaciones de conglomerados polimícticos y margas. Las areniscas contienen abundantes foraminíferos bentónicos y presentan estratificación gradacional. Los clastos de los conglomerados son de calizas, porfiritas y tobas de hasta 10 cm de diámetro. En el contacto inferior de los conglomerados con las areniscas se observan moldes de presión.

En gran parte de Arenal y Palenque, la Formación San Luis yace concordantemente sobre la Formación Charco Redondo, en tanto que en El Cilindro, al NW de Arenal, yace sobre la Formación El Cobre. La naturaleza del contacto entre las formaciones San Luis y Maquey no está suficientemente clara. H. Rodríguez *et al.* (41) plantean que el contacto es gradual pero en nuestra opinión se requieren estudios destinados a precisar esta cuestión.

El espesor de la Formación San Luis es de unos 600-700 m (incompleto) en Imías-Cajobabo, en Dos Brazos es de unos 100 m y en la sierra de Yateras, 150 m.

En Imías y Cajobabo, la formación pertenece al Eoceno Medio y Superior (17, 21, 25), corresponde la mayor parte del corte al Eoceno Medio. En Dos Brazos sólo se encontró fauna en una muestra. En ella se encuentra una mezcla de fauna del Eoceno Medio: *Globorotalia lehneri*, *G. spinulosa* y *Hantkenina mexicana*, junto con formas del Eoceno Superior o más jóvenes: *Globorotalia cf. cerroazulensis*, *G. cf. dumblei* y *Globigerina sp.* En la muestra aparecen también *Globigerinatheka barri*, forma índice del Eoceno Medio y Superior así como *Cytherella sp. n.* (ostracado). Probablemente redepositada se encuentra también aquí: *Acarinina pseudotopilensis*, forma característica del Eoceno Inferior.

En la sierra de Yateras, la Formación San Luis está bien caracterizada desde el punto de vista paleontológico (10, 38, 41). La fauna

hallada en la base de la formación es similar a la del techo de la Formación Charco Redondo: *Globorotalia lehneri*, *G. Spinulosa*, *G. brodermanni*, *G. cf. spinulo inflata*, *Globigerinoides higginsii*, *Globigerinita dissimilis*, *Jruncorotaloides topilensis*, *Globigerapsis kugleri*, *Hantkenina mexicana*, *H. dumblei*, *Globigerina sp.* Este complejo parece ser transicional entre el Eoceno Medio y el Superior. Hacia la parte media de la Formación aparece una *tanatocenosis planctónica* característica del Eoceno Superior; *Globigerapsis semiinvoluta*, *Globorotalia cerroazulensis*, *G. centralis*, *Hantkenina inflata*, mezclada con fauna bentónica: *Amphistegina cubensis*, *Lepidocyclina spp.*, *Asterocyclina spp.* En la parte más alta del corte, cerca del contacto con la formación Maquey, se halló la siguiente fauna de foraminíferos del Eoceno Superior: *Globorotalia cerroazulensis*, *G. increbescens*, *Hantkenina alabamensis*, *Globigerina pseudoampliapertura*, *Globigerina spp.*, *Uvigerina sp.*, *Siphonina sp.*, *Quinqueloculina sp.*, *Planulina cf. mexicana (?)*, *Cibicides sp.*, *Valvulineria sp.* En la misma muestra se encontraron los ostrácodos: *Cythereis aff. scutulata*, *Hemicythere aff. punctata*, *H. sp.*, *Bairdia arracta*, *B. sp.*

La asociación de fósiles hallada en la Formación San Luis en Caujerí presenta características transicionales entre el Eoceno Medio y el Superior y probablemente corresponde a la base de este último.

Un hecho notable de la Formación San Luis es el elevado contenido de fósiles redepositados presentes. La fauna redepositada va desde el Campaniano-Maestrichtiano al Eoceno Medio y, aunque a menudo se encuentra mezclada en la fauna autóctona de la formación, en algunas ocasiones esta última está ausente y ello puede dar lugar a interpretaciones erróneas si no se tiene en cuenta el fenómeno.

Formación Sabanalamar

M. Martínez (35) y E. Casanova (11) en 1976 propusieron denominar Formación Sabanalamar a las rocas brechosas del Eoceno Superior y Oligoceno que cubren gran parte del valle de Caujerí. La formación toma el nombre del río Sabanalamar, que nace al norte del poblado de Puriales de Caujerí y desemboca en el Mar Caribe, cerca de San Antonio del Sur. A lo largo del curso superior del río hay muy buenos afloramientos de estas rocas.

La litología predominante en la formación son brechas constituidas por clastos de rocas metamórficas y calizas, predominando casi siempre las primeras. A menudo, los clastos son angulosos pero a veces se presentan capas con cantos subredondeados. En algunas áreas, como por ejemplo al norte de Pozo Azul, abundan las capas de areniscas calcáreas y calcarenitas.

Es muy característico de esta formación la presencia de grandes olistolitos de calizas unas veces organógenas, masivas, otras estratificadas, en las cuales se ha encontrado en algunos casos fauna del Eoceno Medio, y en otros, del Eoceno Medio-Superior. Es posible que también estén presentes olistolitos de rocas de la Formación Sierra del Purial, pero ello está pendiente de comprobación.

En muchos aspectos, la Formación Sabanalamar es bastante similar a la Formación San Ignacio y en las áreas en que entran en contacto es difícil situar éste con precisión. Se diferencian por la presencia en la Formación San Ignacio de calcarenitas compactas, organógenas, con estratificación gradacional, la ausencia de grandes olistolitos en la Formación San Ignacio y la presencia de capas con cantos subredondeados en la Formación Sabanalamar que no se han observado en la Formación San Ignacio. En la Formación Sabanalamar pueden verse a menudo capas de clastos con sus ejes mayores paralelos a la estratificación (Fig. 19) la cual, en algunos casos, se puede así reconocer que está contorsionada.

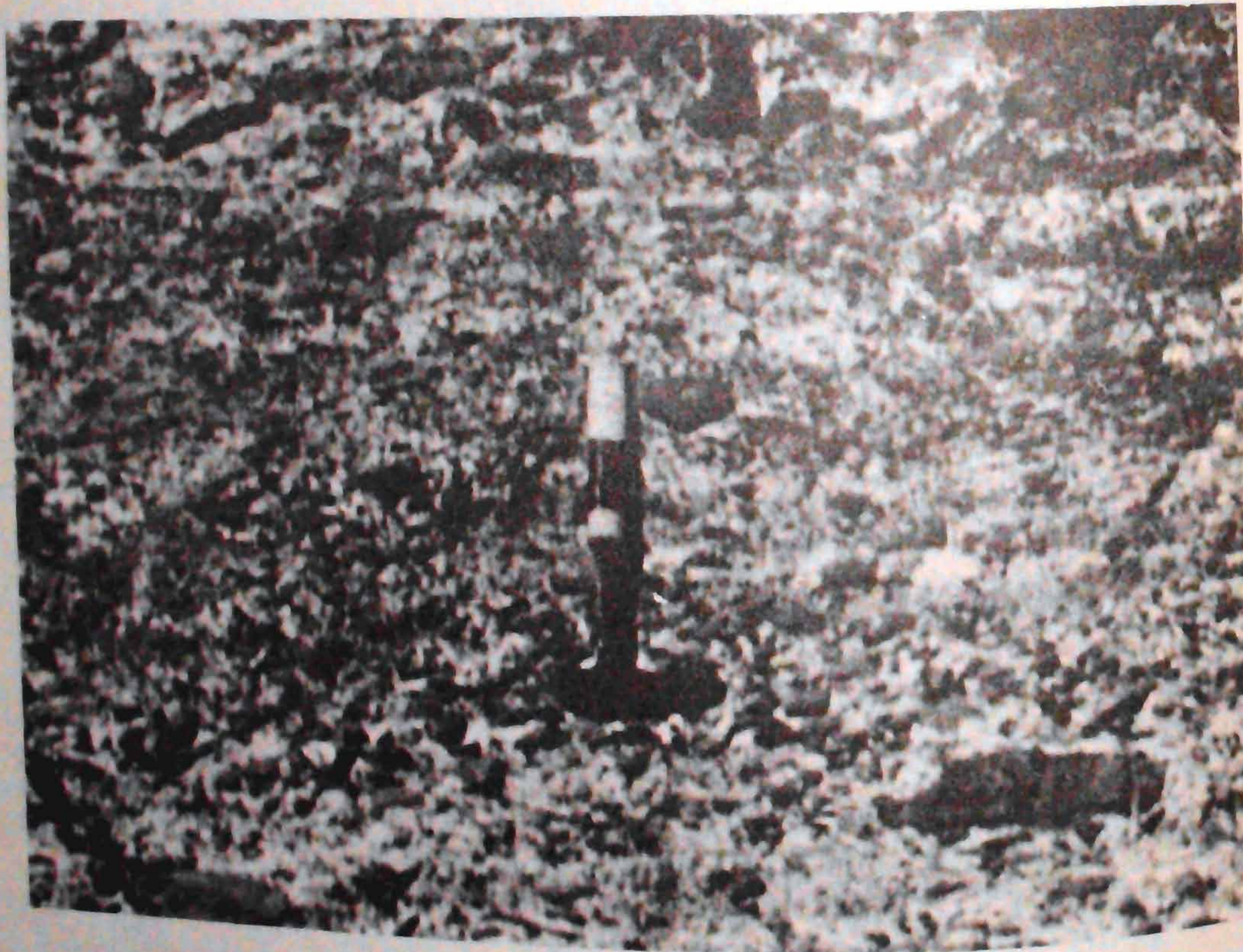


Fig. 19. Alforamiento de la Formación Sabanalamar al norte de Puriales de Caujeri. Obsérvese la orientación bastante marcada de los clastos de la brecha que tienden a disponerse con sus ejes mayores paralelos a la estratificación.

La Formación Sabanalamar descansa discordantemente sobre diferentes unidades: La Formación Sierra del Purial, la Formación de San Ignacio y la Formación San Luis. Hacia el oeste, en dirección a la sierra de Maquey, probablemente transiciona lateralmente a la Formación Cabeza de Vaća, pero precisar esto requiere de investigaciones posteriores.

En la base de la Formación Sabanalamar se ha encontrado la siguiente fauna característica del Eoceno Superior: *Globorotalia cerro-zulensis*, *G. cf. increbescens*, *Cribohantkenina inflata*, *Globigerina sp.*, *Siphonina sp.*, *Robulus sp.* Esta parte del corte probablemente se correlaciona con la Formación Capiro. El Oligoceno, que constituye la mayor parte del corte, presenta los siguientes fósiles: *Bulimina socialis*, *Globigerina tripartita*, *G. prasaepis*, *G. galavisi*, *G. cf. G. ampliapertura*, *G. pseudovenezuelana*, *G. sellii*, *G. spp.*, *Rotalia byramensis*, *Uvigerina woodringi*, *Lenticulina sp.*

Formación Capiro

En el área del Capiro, situada al sureste de Baracoa, provincia de Guantánamo, la Formación La Picota está cubierta discordantemente por una secuencia de aleurolitas y margas con algunas intercalaciones de areniscas y conglomerados finos, olistostromas y olistolitos de calizas arrecifales, serpentinitas y quizás, de rocas volcánicas. A esta secuencia la hemos denominado en un informe preliminar Formación Capiro (15), nombre que proponemos aquí oficialmente para ella. La localidad tipo (Fig. 20) se encuentra en los alrededores del caserío de Capiro, situado en el terraplén que comunica Baracoa con el poblado de La Tinta. Las rocas de esta formación sólo han sido estudiadas por nosotros en el área antes mencionada, pero, de acuerdo con los datos de Adamovich y Chejovich (3), estas capas parecen extenderse hacia el norte y oeste a lo largo del litoral del Atlántico desde Arroyo del Medio hasta bahía de Taco. La formación también aflora a lo largo de la Vía Azul, al sur de Baracoa.

Las rocas de la formación son muy deleznales y generalmente se encuentran muy meteorizadas por lo que sus afloramientos son muy escasos. En su localidad tipo están bien estratificadas, en capas delgadas de varios centímetros de espesor. Las capas de areniscas y conglomerados finos presentan estratificación gradacional. Esto, unido a la presencia de capas con estratificación contorsionada, con bloques de serpentinitas, brechas de la Formación La Picota, areniscas y diabasas, etcétera, las cuales son, sin duda, típicas olistostromas

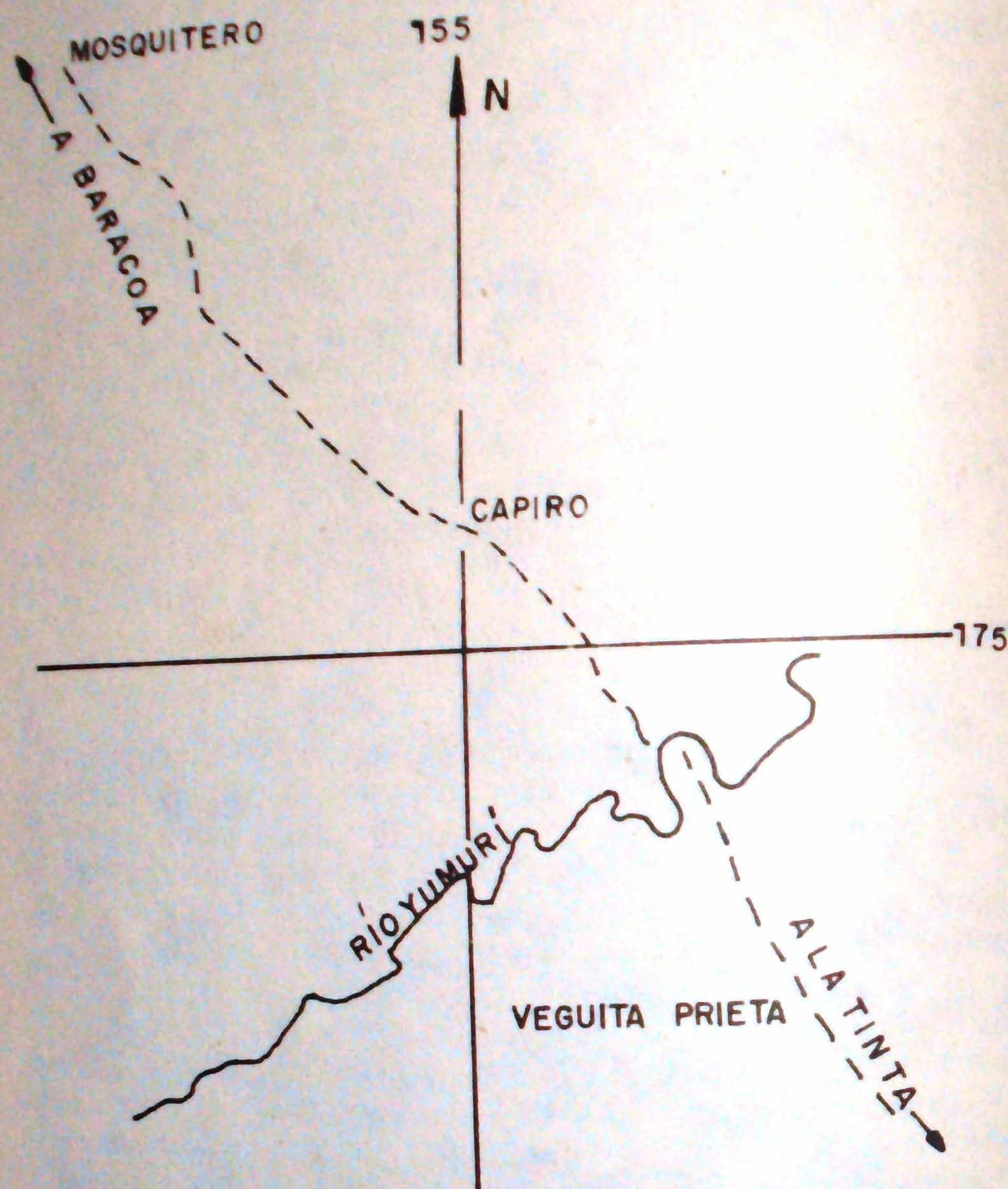


Fig. 20. Mapa esquemático de la localidad tipo de la Formación Capiro.

(Fig. 21), permite suponer que las capas con estratificación gradacional son turbiditas. En Mosquitero incluso, es visible la transición vertical de olistostromas a turbiditas.

No todas las capas de la formación son turbiditas u olistostromas. En Veguita Prieta, situada 4,5 km al SE de la localidad tipo, en un corte en el terraplén Baracoa-La Tinta, afloran unos conglomerados y areniscas gruesas formados por clastos de serpentinitas. Las areniscas están bien estratificadas. Parece existir, aunque poco marca-



Fig. 21. Afloramiento de la Formación Capiro. Areniscas y conglomerados con estratificación gradacional y otras características típicas de depósitos turbidíticos. En el mismo afloramiento pueden verse olistostromas y un gran olistolito de serpentinitas esquistosas. Localidad: corte en el terraplén Baracoa-Maisi, en Mosquitero.

da, una transición gradacional vertical de conglomerados a areniscas. En estas últimas es visible, en un punto, estratificación cruzada. Estos sedimentos, aunque pertenecientes probablemente a la Formación Capiro, no parecen ser depósitos de aguas profundas.

El material terrígeno fino presente son clastos de serpentinitas, esquistos verdes, cuarzo, esquistos con cuarzo y estilpnomelano (?) piroxenos. Las rocas clásticas contienen frecuentemente fragmentos de foraminíferos bentónicos, algas, etcétera.

En la formación se presentan algunos olistolitos de calizas y serpentinitas. Las calizas son organodedríticas y contienen muchos fragmentos de otras litologías reconociéndose a simple vista los de serpentinitas. También presentan granos de cuarzo y de mena metálica. Las calizas se acumularon en arrecifes o bancos calcáreos y contienen una fauna que indica para ellas una edad Eoceno Medio o Superior y son, por tanto, de la misma edad o algo más antiguas, que las capas de margas y aleurolitas entre las que se encuentran incluidas. Las serpentinitas de los olistolitos son muy brechosas. Estos

olistolitos alcanzan grandes dimensiones por lo que pueden confundirse fácilmente con serpentinitas *in situ*.

El espesor de la Formación Capiro debe ser de varios centenares de metros (como mínimo) aunque sus pobres afloramientos e incompleto estudio no permiten presentar datos precisos. Hasta el momento no se ha podido estudiar su contacto con las secuencias más jóvenes suprayacentes. La Formación Capiro presenta una abundante fauna del Eoceno Superior. Cerca de la base del corte se encontró la fauna siguiente: *Globorotalia cerroazulensis*, *Cribohamkenina bermudezi*, *Globigerinatheka barri*, *Globigerapsis semiinvoluta*, *Globorotalia cf. increbescens*, *Globigerina cf. pseudoampliapertura*, *Globorotalia centralis*, *Globorotalia cf. yaguaensis*.

En el afloramiento que parece hallarse en una posición estratigráfica más elevada de todos los estudiados en la localidad tipo, se encontró la fauna siguiente: *Globigerinatheka barri*, *Globorotalia cerroazulensis*, *Hantkenina alabamensis*, *Globigerinita dissimilis*, *Globorotalia aff. increbescens*, *Globigerina spp.*

La Formación Capiro está separada a una distancia considerable de las otras unidades del Eoceno Superior de Cuba oriental por lo que no se puede en el campo determinar sus relaciones estratigráficas con ellas. Sin embargo, la fauna contenida en ella permite suponer que es más joven que la Formación San Luis y que es correlacionable con la base de la Formación Sabanalamar.

Formación Cabeza de Vaca

Martínez (35) y Casanova (11), en el levantamiento geológico realizado en el valle de Caujerí, separaron a la secuencia calcárea que aflora en farallones en las elevaciones del noroeste del valle como la Formación Cabeza de Vaca.

La formación está constituida en gran parte por calizas masivas de color gris o crema, compactas, organógenas u organodedríticas, con una rica fauna bentónica. A veces son brechosas y contienen entonces, además de los clastos calcáreos, fragmentos angulares de rocas metamórficas. Otras rocas características son las calizas margosas y margas. El espesor (incompleto) de la formación es de unos 230 m (11,35).

La Formación Cabeza de Vaca, yace discordantemente sobre la Formación San Ignacio y, probablemente también con discordancia, sobre la Formación San Luis. A pesar de que las rocas de la formación son muy fosilíferas, la fauna recolectada tiene en general una

amplia distribución estratigráfica. Cerca de la base se encontró la siguiente asociación: *Nummulites floridensis*, *Lepidocyclina sp.*, *Discocyclinidae* y *Fabiania cubensis* (fragmentos). Esto, unido a la posición por sobre la Formación San Luis, parece indicar que esta parte del corte pertenece al Eoceno Superior. Más arriba la fauna encontrada tiene una distribución estratigráfica amplia (Eoceno Medio-Mioceno Inferior): *Lepidocyclina spp. miliolidos*, etcétera.

Litológicamente la Formación Cabeza de Vaca guarda bastante similitudes con la Formación Majimiana, descrita por M. Iturralde, en la parte media de la cual se encontró fauna del Oligoceno. La Formación Majimiana (24) ocupa la misma posición en el corte estratigráfico que la Formación Cabeza de Vaca y parecen ser correlacionables.

Por otra parte, en la loma La Mesa, elevación que separa los valles de Imías y San Antonio del Sur, Boiteau y Campos, reportan la presencia de calizas organógenas del Eoceno, las cuales es posible que puedan correlacionarse con la parte inferior de la Formación Cabeza de Vaca, pues yacen sobre la Formación San Luis.

Como puede apreciarse, la edad de la Formación Cabeza de Vaca no está determinada con precisión. Los datos arriba expuestos nos inclinan a pensar que pertenece a la parte más alta del Eoceno Superior y al Oligoceno, quizás incluso al Mioceno Inferior, o sea, puede ser correlacionable, hacia el este, con la Formación Sabanalamar, en tanto que el oeste, en el valle de Guantánamo y la sierra de Maquey, su equivalente cronoestratigráfico quizás sea la Formación Maquey. Sin embargo, no se han encontrado hasta el momento áreas donde se pueda observar la transición facial aquí supuesta.

Formación Maquey

N. H. Darton en 1926 denominó Formación Maquay a una serie de areniscas y margas que afloran en el este del valle de Guantánamo y que descansan sobre las Lutitas Guantánamo (Formación San Luis). El nombre dado a esta secuencia era erróneo, ya que el área de afloramiento de la misma es la sierra Maquey y no Maquay como escribió Darton. Este error fue mantenido por Keijzer y finalmente corregido por Lewis y Stracek (34) quienes denominaron a la unidad como Formación Maquey.

Nosotros solamente hemos mapeado la Formación Maquey al sur de Arenal de Yateras y, además, hemos estudiado algunos afloramientos en la carretera de Felicidad de Yateras a Palenque.

En Arenal de Yateras (41) la Formación Maquey alcanza una potencia (incompleta) de 840 m. En la base de la formación yace un

conglomerado con cantos de piroxenitas de matriz arenosa y cemento hematítico, que se extiende por el sur de Arenal desde Quiebra-hacha hasta el sur de El Cilindro. Más arriba yacen conglomerados finos, areniscas y margas bien estratificadas, muy deleznales. Las areniscas son algo calcáreas, con cemento hematítico y contienen granos de cuarzo, epidota, talco, fragmentos de ultramafitas, piroxenos y asbesto.

Al sur de Arenal, en las cabeceras del arroyo de ese nombre, entre las areniscas hay algunas capas de carbón (41).

En la parte superior del corte la estratificación se hace más gruesa y el corte es coronado con calizas arrecifales masivas que forman los farallones de la mesa de Falcón y que quizás pueden correlacionarse con la Formación Cabeza de Vaca.

En la carretera de Guantánamo a Bernardo hay algunos afloramientos de la Formación Maquey. Subiendo desde Yateras hacia La Clarita afloran margas de color amarillo, estratificación gruesa, intercaladas con areniscas arcillosas calcáreas, de grano medio a grueso, con fragmentos de gabros y serpentinitas, bien estratificadas. Algunas capas son ricas en foraminíferos orbitoidales. Cerca de la cima de una meseta al NE de Yateras están expuestas calizas arrecifales masivas (km 38 de la carretera) sobre las que yacen conglomerados compuestos por clastos de calizas, serpentinitas y gabros, bien seleccionados y orientados con una matriz arenosa que contiene restos de bivalvos, erizos de mar, foraminíferos orbitoidales y dientes de peces. Cubriendo estas rocas yace un conglomerado compuesto por clastos de serpentinitas que ocupan una gran área en la meseta.

De La Clarita a Carolina se repite la misma secuencia descrita anteriormente, pero con la diferencia de presentar numerosos pliegues con amplitudes que van desde unos metros hasta decenas de metros y muchas fallas de pequeño desplazamiento.

De acuerdo con los datos de Keijzer (27) y a nuestra propia experiencia, es difícil diferenciar en el campo las formaciones San Luis y Maquey ya que, en muchas zonas, presentan características litológicas y texturales similares, aunque la presencia de clastos de serpentinitas y gabros en las areniscas gruesas y conglomerados pueden servir de criterio para diagnosticar la Formación Maquey, puesto que en la Formación San Luis, en esta área, sólo se observan clastos de rocas volcánicas. Precisar un límite entre ambas formaciones debe ser uno de los objetivos de las investigaciones futuras en la región de Guantánamo.

La edad de la Formación Maquey no está totalmente aclarada. Bermúdez (6) estima que la formación pertenece al Oligoceno y considera posible que las capas más altas pudieran extenderse hasta el Mioceno Inferior, correlacionando a la Formación Maquey con las formaciones Tinguaro, Jaruco y Cojímar de Cuba occidental y las series Nipe del norte de Oriente. Keijzer (27) limitó la formación al Oligoceno. Nosotros no poseemos datos paleontológicos que nos permitan argumentar por cuenta propia la edad de la formación. La Formación San Luis subyacente pertenece (en el techo) al Eoceno Superior, y si la Formación Maquey yace concordante con ella y es correlacionable con la Formación Sabanalamar (también terrígena), es posible entonces que la Formación Maquey se extienda al Eoceno Superior en su base. Lógicamente, el problema de la edad de la Formación Maquey está en dependencia de precisar su contacto con la Formación San Luis, y de la fauna que sea encontrada en la misma.

COBERTURA POST-GEOSINCLINAL

Formación Imías

La denominación de Formación Imías a las capas calcáreas con estratificación cruzada a gran escala en el litoral del Caribe en la costa sur de la provincia de Guantánamo, fue propuesta por Cobiella *et al.* en 1975 (17). La formación aflora al sur de la Sierra del Purial a lo largo de la costa, en una franja que alcanza un ancho de varios kilómetros, pero que localmente se reduce a menos de 1 km, llegando incluso a faltar en algunas áreas, se extiende desde San Antonio del Sur, al oeste, hasta más al este de Boca de Jauco.

Aunque en la base hay bastante sedimentos terrígenos, la mayor parte del corte de la formación está constituida por sedimentos calcáreos clásticos (calcarenitas, conglomerados calcáreos) y margas en los que se encuentran dispersos guijarros provenientes de todas las rocas premiocénicas de la sierra del Purial.

El rasgo más característico de la formación es la estratificación cruzada a gran escala presente en ella. Las capas con estratificación cruzada buzcan en general al sur, en dirección al Mar Caribe. Excelentes cortes donde esto es visible se encuentran en Yacabo Abajo, en la desembocadura del arroyo Macambo, en el extremo suroriental del valle de San Antonio del Sur y en el cañón del río Jauco, al sur de La Tinta (Fig. 22).

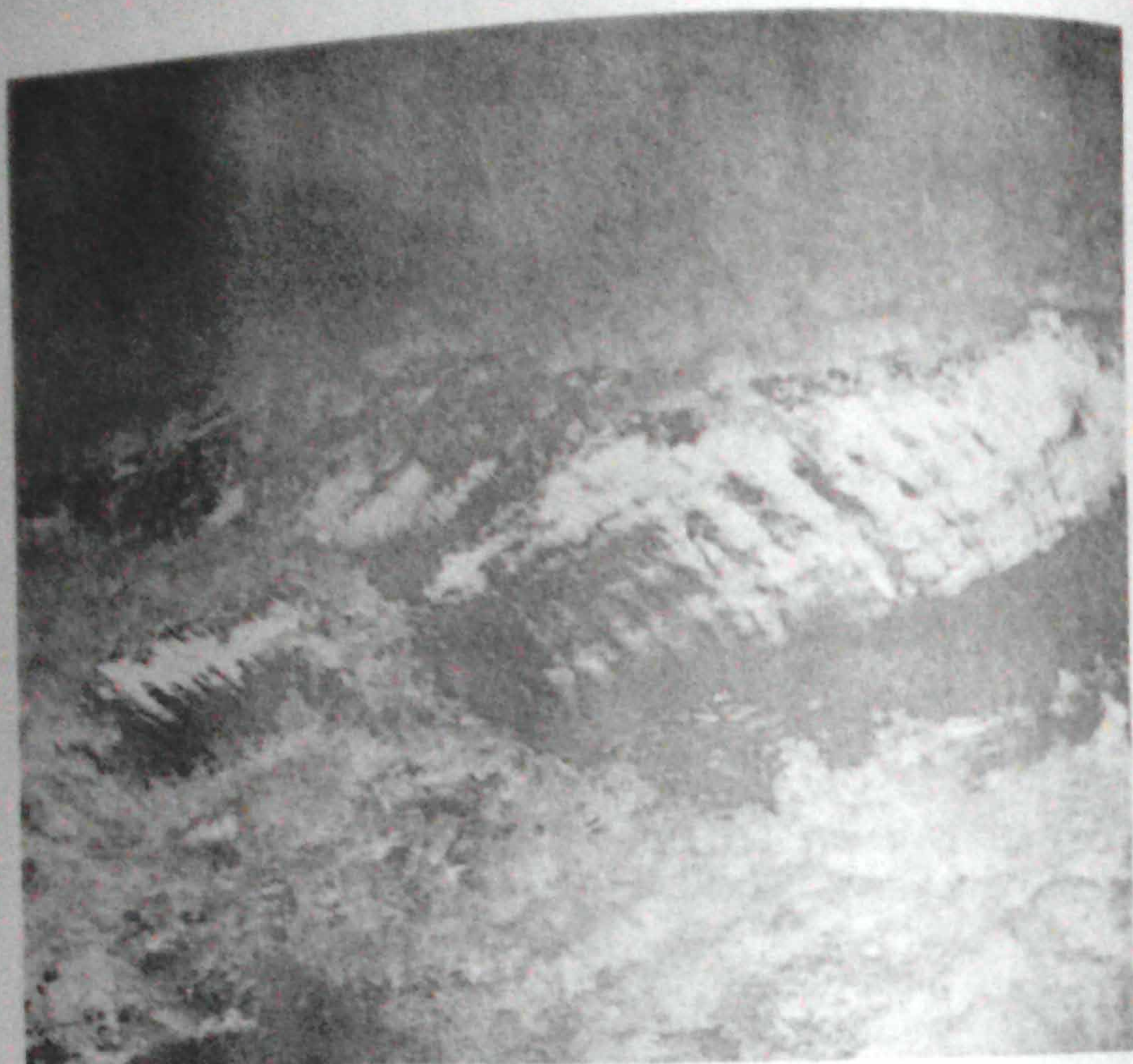


Fig. 22. Formación Imías en el cañón del río Jauco, al sur de La Tinta.

La Formación Imías es un depósito de talud arrecifal sedimentado en el frente de arrecifes (probablemente de barrera), situado en el flanco norte de la fosa de Bartlett. La grandiosidad de la estratificación cruzada presente se debe a las grandes profundidades existentes en el frente de los arrecifes, situación esta que favorablemente en ciertos aspectos, continúa vigente. Parte de aquellos arrecifes están representados, posiblemente, por las calizas orgánicas y masivas de la Formación Punta de Maisí.

La edad de la Formación Imías es Mioceno Medio y Superior-Plioceno (?). Su espesor, incompleto, es de unos 400 m.

Formación Punta de Maisí

En 1934, Taber propuso denominar a las calizas organógenas, dedríticas, margas, etcétera, que afloran en las cercanías de Maisí y sobre las cuales se desarrollan las famosas terrazas de esa localidad como Formación Punta de Maisí, la cual atribuyó al Mioceno (44).

La Formación Punta de Maisí allora en el extremo oriental de la región estudiada observándose buenos afloramientos en el camino entre La Máquina y punta de Maisí. Allora también en Cantillo unos 8 km al sureste de La Asunción. La formación está constituida por calizas a menudo organógenas, masivas de color crema o blanco, a veces con tonalidades rojizas (debido a la presencia de óxidos de hierro). A veces la superficie de las calizas es de tipo diente de perro.

Bajo el microscopio las calizas se presentan como criptocrystalinas, organógenas o dedríticas. Los restos de foraminíferos, ostrácados, etcétera, generalmente están mal preservados. Las rocas contienen además, pequeños clastos de cuarzo, mena metálica y más raramente, de esquistos calcáreos.

El contacto entre la Formación Punta de Maisí y las rocas subyacentes sólo pudo ser estudiada en La Patana, localidad situada a unos 5 km al sureste de La Asunción, donde la Formación Punta de Maisí descansa discordantemente sobre la Formación La Asunción. En la base de la primera se encuentra una brecha o conglomerado basal, constituida por fragmentos angulosos o subangulosos de mármoles, esquistos calcáreo-sericíticos, calizas y otras litologías, cementados por materiales calcáreos. El contacto, al parecer sigue el contorno de las más elevadas de las terrazas.

Sólo poseemos una determinación paleontológica en las rocas de la Formación Punta de Maisí que presenta la siguiente fauna: *Archaias compressus* y *Archaias sp.*, que poseen una distribución estratigráfica bastante amplia: Mioceno Medio-Cuaternario. Junto a ésta se encuentra una abundante fauna redepositada del Paleogeno Inferior representada por *Amphistegina cubensis*, *Amphistegina sp.*, *Eoconuloides sp.* y *Distichoplax sp.*

Sedimentos cuaternarios

Debido a que los ríos que drenan las montañas del este de la provincia de Guantánamo forman valles estrechos y profundos, sus depósitos aluviales son casi siempre de pequeña potencia y extensión. Solamente en los grandes valles intramontanos de Caujerí, San Antonio del Sur, Imías y Cajobabo, los sedimentos aluviales alcanzan un espesor notable en especial en los tres primeros (11, 17, 35). En todos estos lugares los aluviones forman varios niveles de terrazas, de las cuales las superiores se encuentran a veces muy erosionadas. Son particularmente impresionantes los aluviones depositados por el río Sabanalamar, en forma de abanico aluvial en el valle de San Antonio del Sur. Este abanico ha sido bastante erosionado y en la

actualidad el río corre varias decenas de metros por debajo de su superficie. En los valles de Imías y Cajobabo se presenta un fenómeno parecido, pero de dimensiones menores. Mas, no sólo los ríos de los valles intramontanos presentan varios niveles de terrazas. Esto también se observa en los ríos pequeños como el Cañas, en La Tinta.



Fig. 23. Terrazas costeras en el tramo litoral comprendido entre el valle de San Antonio del Sur y Yateritas.

Aunque las terrazas costeras (Fig. 23) no han sido estudiadas por nosotros en especial, es evidente, por los rasgos geomorfológicos marinos sumamente frescos en ellas, que son muy jóvenes y que las rocas calcáreas de las terrazas inferiores deben ser muy recientes, del Cuaternario.

Serpentinitas y rocas asociadas

Las serpentinitas constituyen, junto a las rocas de la Formación Sierra del Purial, una de las litologías más extendidas en la región estudiada por nosotros (ver mapa geológico) y no cabe duda que su extensión original era mucho más considerable que la actual, cubriendo probablemente como un inmenso manto todo el extremo

oriental de la provincia de Guantánamo y más hacia el noroeste. Los procesos erosivos transcurridos en diferentes épocas del cenozoico han reducido el volumen del manto serpentinitico a sus dimensiones actuales, las cuales son aún considerables.

Relacionadas con las serpentinitas se encuentran en forma de inclusiones tectónicas, diferentes variedades de rocas ultramáficas y máficas, las cuales posiblemente, se encuentren genéticamente relacionadas con ellas. Además, en las serpentinitas se encuentran también inclusiones tectónicas de vulcanitas, y sobre todo, de metamorfitas arrancadas por ellas durante su emplazamiento.

En afloramiento las serpentinitas están comúnmente bastante frescas y son casi siempre muy brechosas o esquistasas. Más raramente, como el caso de la sierra del Convento (17), predominan las serpentinitas masivas. Son rocas de tonalidades generalmente verdosas, a veces algo azulosas, en las cuales, en ocasiones se observan fenocristales de piroxenos totalmente bastitizados.

Al microscopio se aprecia que generalmente las ultramafitas están totalmente serpentinizadas, con estructura reticular. En ocasiones la roca está atravesada por vetillas de crisotilo. Además de los minerales del grupo de la serpentina aparecen como producto de la serpentización, magnetita y como minerales primarios, cromita y picotita. Los piroxenos originales casi siempre están totalmente bastitizados.

Generalmente las rocas originales, de las cuales provienen las serpentinitas, resultan difíciles de determinar por lo intenso del proceso de serpentización. Sin embargo, hay áreas donde este proceso fue de menor intensidad y las rocas primarias se conservan bastante frescas. Tal es el caso del arroyo La Hoya en Vertientes donde las rocas originales son peridotitas y quizás, dunitas. La presencia de numerosos piroxenos bastitizados en muchos afloramientos permite suponer que, como regla, las rocas madres de las serpentinitas fueron peridotitas.

Asociados con las serpentinitas, en forma de inclusiones tectónicas, se encuentran diabasas y piroxenitas. Dada la asociación genética de estas rocas con las peridotitas y dunitas en muchas regiones del planeta, es posible que aquí ocurra el mismo caso y que los contactos tectónicos observados entre ellas y las serpentinitas se deban a diferencias en el comportamiento ante las deformaciones tectónicas.

Las diabasas, a veces brechosas, cloritizadas y saussuritizadas, aparecen con relativa frecuencia entre las serpentinitas como bloques que flotan en ellas. Las piroxenitas han sido halladas también en varias localidades como en los arroyos La Vaca (Vertientes), Frijoles y Viento Frio (Bernardo). En todos estos puntos las piroxenitas

son rocas de cristales grandes y color oscuro. Además de las piroxenitas y diabasas quizás se encuentren también genéticamente relacionadas con las serpentinitas las anortositas que aparecen incluidas en ellas en Bernardo.

TECTÓNICA

Rasgos generales de la tectónica del basamento prepaleogénico

La estructura del basamento prepaleogénico se diferencia marcadamente de la de las capas cenozoicas que lo sobreyacen. Mientras en estas últimas las dislocaciones plicativas son suaves, formando pliegues amplios y monoclinales y las disyuntivas están representadas por algunas fallas verticales (excepto en Cajobabo donde la estructura de las capas eocénicas es bastante compleja), en el basamento están presentes varios mantos tectónicos, cada uno de los cuales posee una complejísima estructura interna. Este conjunto autóctono descansa sobre las anfibolitas, que constituyen posiblemente el autóctono, en tanto, que la posición de las formaciones Santo Domingo y Cañas no ha podido ser bien aclarada aún.

Los mantos se caracterizan por su uniformidad litológica, estando integrado cada uno por una formación o conjunto de litologías que le son propios y que no se encuentran en los otros. Siguiendo la forma de nomenclatura usada comúnmente por los geólogos alpinos, hemos dado nombre a cada uno de los mantos distinguidos. Por sus características litológicas y posible edad, hemos agrupado las diferentes estructuras de la siguiente forma:

1. Autóctono (?) - Anfibolitas Macambo
2. Mantos metasedimentarios {
 - Ovando
 - El Naranjo
 - La Tinta
3. Mantos ofiolíticos {
 - Sierra Cristal
4. Manto Mayari

Una posición indefinida la ocupan en este esquema, la Formación Santo Domingo (autóctona) (?) y la Formación Cañas.

Las Anfibolitas Macambo parecen constituir el autóctono. El Manto Ovando está compuesto únicamente por la Formación La Asunción y el Manto El Naranjo por la Formación Sierra Verde. El Manto La Tinta está constituido por la Formación Sierra del Purial, en tanto que el sierra Cristal lo forman las serpentinitas y rocas asociadas. Estas dos últimas unidades son parte de una clásica asociación ofiolítica, típica de los eugeosinclinales. El Manto Mayari está compuesto por la *melange* La Picota.

Como se verá más adelante, al estudiar en detalle las diferentes unidades tectónicas del basamento, no siempre hemos podido hallar pruebas concluyentes para demostrar su emplazamiento tectónico. Consideramos que no cabe lugar a dudas sobre la aloctonía de los mantos Sierra Cristal y Ovando y son bastante firmes los datos con respecto al Manto Mayari. La existencia de los mantos El Naranjo y La Tinta no ha podido ser definitivamente demostrada, aunque hay algunos datos a favor de ella.

Cada una de las unidades distinguidas por nosotros tiene una estructura interna muy compleja. La mayoría, sino todos, parecen estar divididos en escamas menores y todos presentan una tectónica plicativa muy complicada, de la cual sólo conocemos algunos aspectos.

A pesar de que en el basamento prepaleogénico se han distinguido cinco mantos tectónicos en ningún punto se encuentran todos, es decir, que estos no se extienden continuamente por toda el área, sino que cada manto sufre acunamientos en distintas localidades, de forma tal, que el espesor total del paquete de mantos tectónicos se mantiene bastante constante. En el extremo oriental del área mapeada, que es donde el corte erosional es más profundo, la potencia total de los mantos no parece superar 1 km. Posiblemente hacia el interior de la Sierra del Purial, en áreas no mapeadas aún, aumente el espesor total del piquete tectónico.

Tectónica del autóctono (?) Anfibolitas Macambo

Las anfibolitas, de acuerdo con los datos que hemos obtenido de nuestras investigaciones, constituyen la unidad más baja del basamento prepaleogénico. Estas rocas presentan una gran complejidad estructural, pero desgraciadamente este problema ha sido poco estudiado por nosotros, en parte debido a los imperativos de la escala de nuestro trabajo, en parte, porque no en todos los afloramientos son manifiestas las deformaciones, sino sólo en los de anfibolitas neísicas.