

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.

Las anfíbolitas presentan estructuras plicativas de varias generaciones. Son visibles pliegues centimétricos de estilo similar cuyos flancos están replegados por pliegues concéntricos más abiertos. Las vetas cuarzo-feldespáticas que cortan las anfíbolitas están comprimidas en pequeños pliegues muy disarmónicos en cuanto a la forma y espesor de los flancos (pliegues ptigmáticos) (Fig. 24).



Fig. 24. Pliegues ptigmáticos en anfíbolitas. Localidad: Arroyo Caletica, al SE de La Tinta.

Próximos a los contactos con los mantos sobreyacentes las anfíbolitas están muy agrietadas, orientándose las grietas paralelas a la foliación. Más lejos, las anfíbolitas son masivas y sólo esporádicamente, presentan algunas grietas rellenas por cuarzo y feldespatos.

Las Anfíbolitas Macambo son cubiertas por distintos mantos tectónicos. En el extremo oriental de la sierra del Purial y de las Cuchillas de Baracoa están cubiertas por los mantos El Naranjo, sierra Cristal y La Tinta, en tanto que en Macambo la sobreyace sólo el Manto sierra Cristal.

Manto La Tinta

En la región estudiada, las rocas de la Formación Sierra del Purial están probablemente emplazadas tectónicamente y forman un extenso manto tectónico. La existencia de este manto está bastante probada en su área oriental de afloramiento, en los alrededores de La Tinta, en tanto que existen menos evidencias para probar su presencia en el área occidental. Suponiendo que las rocas de la Formación Sierra del Purial son alóctonas, el manto afloraría continuamente desde las Cuchillas del Toa, en el noroeste, hasta las inmediaciones de La Tinta en el este. Para esta unidad tectónica proponemos la denominación de Manto La Tinta.

La probable naturaleza alóctona de la Formación Sierra del Purial es bastante visible en los alrededores de la Tinta. En el valle del arroyo Frío, unos 2 km al NE de Tres Palmas y unos 9 km al oeste de La Tinta, afloran en el fondo del valle, rocas asignadas a la Formación Santo Domingo (ver descripción de ellas en estratigrafía) las cuales están rodeadas en todas las partes por rocas de la Formación Sierra del Purial. Al norte de esta posible ventana tectónica se encuentra una zona de brecha compuesta por bloques de esquistos calcáreos y actinolíticos, así como serpentinitas, más al norte de la cual afloran las serpentinitas del Manto Sierra Cristal.

Aunque el fenómeno antes descrito puede ser interpretado como una ventana tectónica, dada la extensión relativamente grande (varios cientos de metros), en que a lo largo del fondo del valle del arroyo Frío pudieron mapearse las rocas de la Formación Santo Domingo, no puede excluirse el hecho de que éstas sean un bloque escama arrastrado por debajo del Manto Sierra Cristal (Fig. 25), ya que en otras localidades, se han podido observar bloques de tobas no metamorfizadas en la zona de contacto serpentinitas-Formación Sierra del Purial.

En el valle del arroyo Manuel Ortiz, unos 2 km al suroeste de Vertientes y unos 9,5 km al noroeste de La Tinta, en la zona del contacto entre las Anfíbolitas Macambo y la Formación Sierra del Purial, aparece una brecha compuesta por fragmentos de esquistos verdes, serpentinitas y ultramafitas no serpentinizadas, sobreyacidas por los esquistos de la Formación Sierra del Purial. Este hecho, unido al brusco cambio en el grado de metamorfismo, de facies esquistos verdes en la Formación Sierra del Purial, a facies anfíbolitas en las Anfíbolitas Macambo, hacen muy posible que el contacto sea tectónico y horizontal, puesto que el mismo es sinuoso y se puede seguir casi a una misma altura por el arroyo Manuel Ortiz (Fig. 26).

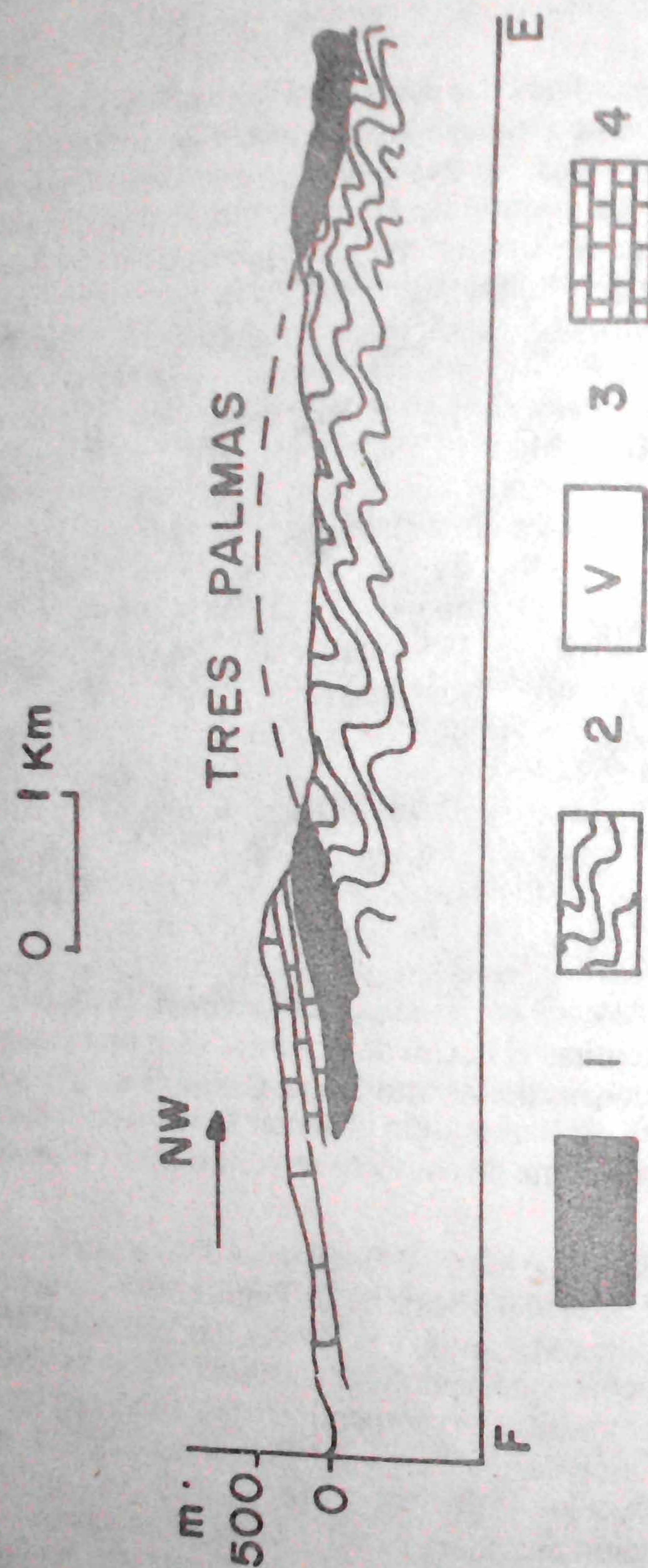


Fig. 25. Perfil geológico a lo largo de la línea E-F (ver mapa geológico). (1) Formación Sierra del Purial (2) Formación Santo Domingo (3) Serpentinities (4) Formación Imías.

En las localidades occidentales, la aloctonía de la Formación Sierra del Purial no ha podido ser demostrada con más o menos seguridad. En la zona de Bernardo, en las Cuchillas del Toa, el corte erosional en la Formación Sierra del Purial es muy poco profundo y no hay allí evidencia alguna de su emplazamiento tectónico, en tanto que en el valle de Caujerí, unos 10 km al SE de Bernardo, sí hay algunos indicios en favor de esto. En este valle, en la localidad de Sao de los Indios, 4-5 km al oeste de Puriales de Caujerí, afloran rocas vulcánogeno-sedimentarias, asignadas a la Formación Santo Domingo (11, 35), las cuales están en contacto con los esquistos verdes de la Formación Sierra del Purial. Aunque no se encontró evidencia directa en el campo del contacto tectónico entre ambas unidades, su existencia es muy probable si ambas formaciones son de la misma edad, como se ha supuesto antes, aunque no puede determinarse cuál de las dos es alóctona, en caso de que alguna lo sea, con sólo estos datos.

A favor de la existencia del Manto de La Tinta testimonia también la presencia de posibles escamas tectónicas en su interior. Tal es el caso de la loma La Fuente, situada entre San Antonio del Sur y el valle de Caujerí, donde los mármoles intercalados en la Formación Sierra del Purial (Miembro loma La Fuente) parecen acuñarse tectónicamente (17). Este hecho también ha sido observado en las intercalaciones de mármoles en Yacabo, al noroeste de Imías. Además, en algunos puntos, como en el Alto de Inglés, al norte de Puriales de Caujerí y en la Güirita, unos 2,5 km al norte de La Tinta, aparecen serpentinitas brechosas y esquistosas intercaladas entre las rocas de la Formación Sierra del Purial, las cuales posiblemente están asociadas a planos de sobrecorrimientos internos en la formación, que dividen a ésta en escamas.

Como puede apreciarse, hay evidencias de diferente naturaleza que apuntan hacia la existencia del Manto La Tinta, pero todavía no son definitivas y se requiere de más investigaciones para poderlas probar.

En casi toda su extensión, el Manto La Tinta es sobreyacido por las serpentinitas del Manto Sierra Cristal. Esto puede observarse en numerosos afloramientos en las zonas de La Tinta y Bernardo. Las características de algunos de estos contactos serán descritos al estudiar el Manto sierra Cristal. En el valle del arroyo Manuel Ortiz, el manto es cubierto, también tectónicamente, por las rocas de la Formación Sierra Verde (Manto El Naranjo).

La estructura interna del Manto La Tinta es muy compleja, (Fig. 10), quedando en este aspecto muchos problemas por resolver en investigaciones posteriores. En cuanto a las estructuras plicativas, en

varias zonas se registra, a escala mesoscópica, la existencia de por lo menos tres fases superpuestas, aunque no es posible generalizar esto a todo el Manto La Tinta, puesto que como vimos, el mismo posiblemente está dividido en varias escamas, en las cuales la diversidad de los esfuerzos tectónicos y las diferencias litológicas pueden haber originado distintas deformaciones. En una publicación anterior (17) pudo determinarse la existencia de las tres fases de deformación antes mencionadas en la localidad de loma La Fuente. La primera es de estilo isoclinal, en tanto que la segunda está representada por pliegues similares y la más tardía la forman pliegues concéntricos, generalmente relacionada con una tectónica tangencial. En las restantes localidades estudiadas, la fase más visible es la tercera, aunque localmente se pueden observar pliegues de estilo similar en aquellos lugares en que se rompe la monotonía litológica de las metavulcanitas.

Manto El Naranjo

Las rocas de la Formación Sierra Verde son probablemente alóctonas y constituyen un manto para el cual proponemos el nombre de El Naranjo por las elevaciones de ese nombre situadas al este y norte de La Tinta. El manto se extiende en dirección submeridional (SSW - NNE) desde las cercanías de Sierra Verde al sur, hasta las proximidades de Vertientes al norte con una longitud total de 11 km y un ancho variable entre 2,5 y 3 km, llegando por el este hasta las cercanías de Cantillo y Cupey, en tanto que su límite occidental es la cresta que se extiende desde El Naranjo a Vertientes (ver mapa geológico).

En su borde occidental el contacto con las unidades infrayacentes, Anfíbolitas Macambo y la Formación Sierra del Purial, no ha podido ser estudiado en afloramientos, dado el alto grado de meteorización de las rocas de la Formación Sierra Verde. En algunas áreas, como por ejemplo el camino de El Naranjo a Vertientes, entre los afloramientos de las formaciones Sierra Verde y Sierra del Purial aparecen lentes de serpentinitas y aumenta, además, la esquistosidad. Cerca de Caleta entre la formación Sierra Verde y las anfíbolitas yace un cuerpo de serpentinitas brechosas y esquistosas de unos 10-15 m de potencia. Estos hechos sugieren que el contacto con ambas unidades es tectónico.

En la cabecera del río Caletica, la Formación Sierra Verde entra en contacto con andesitas o basaltos pertenecientes a la Formación Santo Domingo. Los afloramientos de esta última están limitados al fondo del valle, en tanto que en las laderas aflora la Formación

Sierra Verde. De esta forma las rocas de la Formación Sierra Verde parecen descansar sobre la Formación Santo Domingo, aunque no pudo estudiarse el contacto entre ellas.

Por el este, el Manto El Naranjo está recubierto tectónicamente por el Manto Ovando, constituido por la Formación La Asunción. Este contacto es descrito en el epígrafe dedicado al Manto Ovando (Fig. 26).

La naturaleza alóctona de las rocas de la Formación Sierra Verde puede deducirse del hecho que se encuentra emparedada entre la Formación Sierra del Purial, posiblemente alóctona y el Manto Ovando. Si las unidades sub y suprayacentes son alóctonas, hay fuertes motivos para suponer que también lo sea la Formación Sierra Verde.

La estructura interna del Manto El Naranjo no se ha podido precisar debido a la intensa meteorización de sus rocas lo que dificulta mucho las mediciones estructurales. No obstante ello en el campo es evidente una yacencia predominante de la esquistosidad hacia el NW, de bajo ángulo, en la porción sureste de afloramientos del manto y más abrupto hacia el norte y este. Las pizarras y filitas están muy microplegadas, con pliegues de diferentes estilos y posiblemente, en el manto existen estructuras plicativas mayores, muy complejas, las cuales aún no han sido descifradas. Las intercalaciones más rígidas de areniscas forman boudinas de varios decímetros de longitud.

Posiblemente el manto se encuentra dividido en escamas, como puede deducirse del cuerpo lenticular de serpentinitas hallado en el camino de El Naranjo a Vertientes 2 km al NNE del primero (Fig. 27), el cual ha sido emplazado tectónicamente. Sin embargo, la estructura en escamas es difícil de probar dada la monotonía litológica de la Formación Sierra Verde.

Manto Ovando

El Manto Ovando está constituido por las rocas de la Formación La Asunción y aflora en el borde occidental de la meseta de Maisí. Su nombre lo toma del río de igual nombre. El manto se extiende con una dirección submeridional (SSW - NNE) a lo largo de unos 9,5 km, desde las cercanías de El Diamante, al sur, hasta el río Maya y el poblado de La Máquina, al norte. Aproximadamente 1 km al este de La Asunción, el manto es cubierto por la Formación Punta de Maisí, la cual lo limita en superficie por el este. Más allá del límite

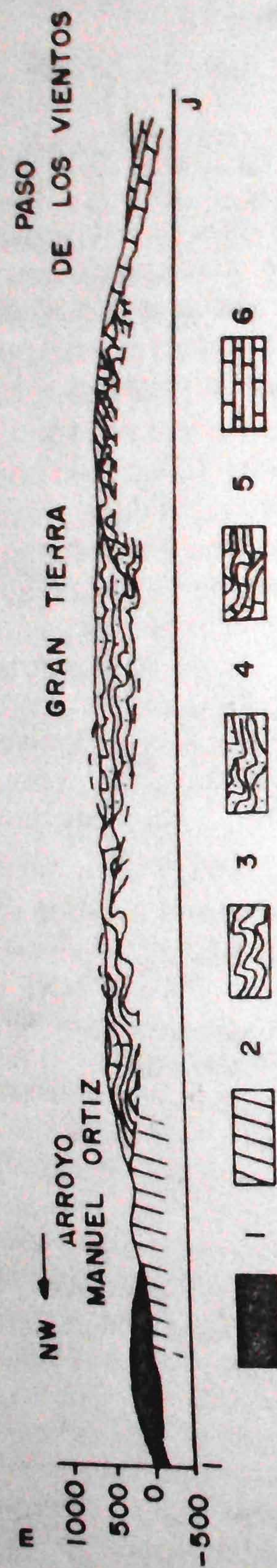


Fig. 26. Perfil geológico a lo largo de la línea I-J (ver mapa geológico). (1) Anfibolitas Macambo (2) Formación Sierra del Purial (3) Formación Sierra Verde (4) Formación La Asunción (5) Serpentinitas (6) Formación Punta de Maisí.

occidental del manto, en Los Planitos, Rubiero y entre Caleta y sierra Verde se observan *klippes* de mármoles que coronan varias elevaciones en cuya parte inferior yacen las rocas de la Formación Sierra Verde (ver mapa geológico).

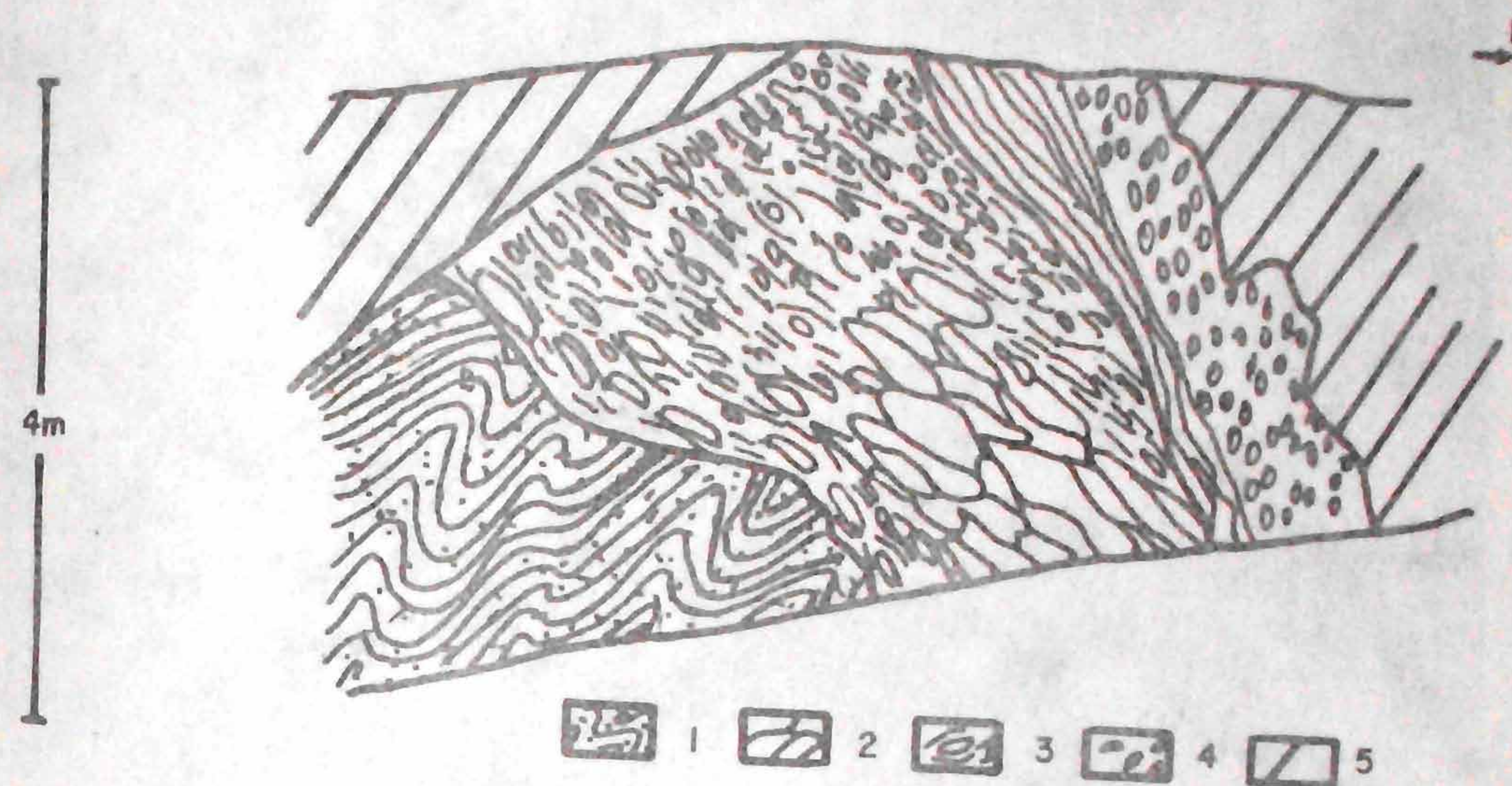


Fig. 27. Cuerpo de serpentinitas esquistosas inyectado a lo largo de un contacto tectónico en la Formación Sierra Verde. (1) Formación Sierra Verde (2) Serpentinitas con boudinas (3) Serpentinitas esquistosas con boudinas (4) Brechas tectónicas (5) Rocas muy meteorizadas.

En el curso medio del río Ovando se pudo observar la yacencia muy suave, con ligera inclinación al ESE, de las rocas del Manto Ovando sobre las filitas y pizarras del Manto El Naranjo. En el curso inferior del río Ovando se observan en el fondo del valle, brechas de dos tipos; el primero está formado por bloques de mármol dolomítico con cemento hematítico. El segundo contiene, además de los mármoles dolomíticos, fragmentos pequeños de filitas y pizarras. Estas brechas yacen posiblemente en la base del manto (Fig. 28). Los mármoles de las *klippes* antes mencionados están muy fracturados y en algunos cortes puede apreciarse como éstos se encuentran flotando sobre las rocas del Manto El Naranjo que los rodean. Todos los hechos anteriores, unidos a la sinuosidad del contacto con las pizarras y filitas, permiten suponer con confiabilidad, que los mármoles de la Formación La Asunción han sido emplazados tectónicamente y constituyen un manto de cabalgamiento con yacencia cercana a la horizontal (Fig. 26).



Fig. 28. Brechas en la base del Manto Ovando. Localidad: río Ovando.

Internamente el Manto Ovando es muy complejo, se observan en el mismo deformaciones plicativas superpuestas (Fig. 29), difíciles de estudiar por la intensa carsificación de sus rocas.

Durante los trabajos de campo se detectó la presencia de por lo menos dos generaciones de pliegues, la más antigua representada por pliegues similares y la más joven, también más visible, representada por pliegues concéntricos muy abiertos, cuya amplitud alcanza las decenas de metros. En algunos afloramientos pudo apreciarse que los pliegues más tardíos presentan sus planos axiales inclinados hacia el NW.

Las mediciones de la yacencia de la esquistosidad y de los ejes de los pequeños pliegues revelan una dirección submeridional (NNE-SSW) de los mismos.

Las relaciones de los mantos metasedimentarios (Ovando y El Naranjo) con el Manto Sierra Cristal no han podido ser aclarados en el campo, pues en ningún área mapeada entran en contacto. Este problema se discute en el epígrafe dedicado al Manto Sierra Cristal.



Fig. 29. Pliegues en la Formación La Asunción. Localidad: río Ovando.

Manto Mayarí

El Manto Mayarí, al igual que los anteriormente examinados, está constituido por una sola unidad estratigráfica, en este caso de la Formación La Picota. La citada estructura ha sido estudiada en detalle por uno de los autores en sierra Cristal (14, 15) donde pueden observarse muy bien sus relaciones con las rocas infra y suprayacentes. En las montañas del este de la provincia de Guantánamo, el manto ha sido mapeado en la sierra de Yateras y en el curso medio del río Yumurí (Vegueta Prieta, Capiro, Aguacate). Aunque en ninguna de estas localidades aflora la base del manto, suponemos su existencia por las intensas deformaciones presentes en las rocas de la Formación La Picota y mantener las mismas relaciones con las serpentinitas que en la sierra Cristal. Además, existe una continuidad de los afloramientos de las serpentinitas y la Formación La Picota desde la sierra Cristal, donde ambas son claramente alóctonas, hasta las

Cuchillas del Toa y Baracoa, lo cual, unido a los hechos anteriores, permite suponer la aloctonia de la Formación La Picota en el extremo oriental de Cuba. A diferencia de los ya examinados, el Manto Mayarí no parece formar un cuerpo único, sino más bien constituye una serie de enormes lentes o escamas situados por debajo de las serpentinitas. De esta forma, el Manto Mayarí en forma discontinua se extiende desde la sierra de Nipe, al oeste, hasta el curso medio del río Yumurí, en el este.

El Manto Mayarí toma este nombre de la loma de Mayarí situada a 2 km al noroeste de Mayarí Arriba, municipio II Frente, provincia de Santiago de Cuba, donde es cubierto tectónicamente por las serpentinitas (Manto sierra Cristal) y yace con contacto tectónico horizontal, sobre la Formación Mícará (Maestrichtiano-Paleoceno Inferior), que constituye el autóctono en esa área.

Las rocas del Manto Mayarí presentan deformaciones sumamente intensas, lo que unido a su peculiar litología facilita su reconocimiento. En los sistemas montañosos del este de Guantánamo, al igual que en su localidad tipo, las brechas de la Formación La Picota han sido intensamente cizalladas (Fig. 12). A menudo los bloques de serpentinitas, diabasas y otras litologías se encuentran rodeados de una película de serpentina afanítica, con espejos de fricción y la matriz serpentinitica, arenosa o aleurolítica que está cortada por numerosos espejos de fricción los cuales pueden llegar a ser tan abundantes que destruyen casi completamente las tecturas y estructuras originales, y en ocasiones muy difícil o incluso imposible definir si nos encontramos ante una serpentinita formada a partir de rocas ultramáficas o si se trata, por el contrario, de un sedimento serpentinitico muy alterado. Este grado extremo de deformación se manifiesta en los casos en que la roca original estaba compuesta principalmente por fragmentos de serpentinitas pues las presiones ejercidas sobre ella pueden llegar a deformar plásticamente sus clastos componentes comenzando a fluir, fundiéndose íntimamente sus bordes. Si la roca es de grano fino puede de esta forma retomar un aspecto serpentinitico, es decir, semejar por completo una serpentinita proveniente de una roca magmática cuya verdadera génesis no puede ser descifrada ni aún bajo el microscopio. En el caso de rocas de grano grueso, a pesar del proceso descrito que compacta mucho la roca, su naturaleza sedimentaria original puede ser definida, en muchas ocasiones, por su aspecto brechoso, más o menos heterogéneo. En los alrededores de Veguita Prieta, la Formación La Picota es muy rica en material serpentinitico, por lo que el fenómeno descrito está muy extendido.

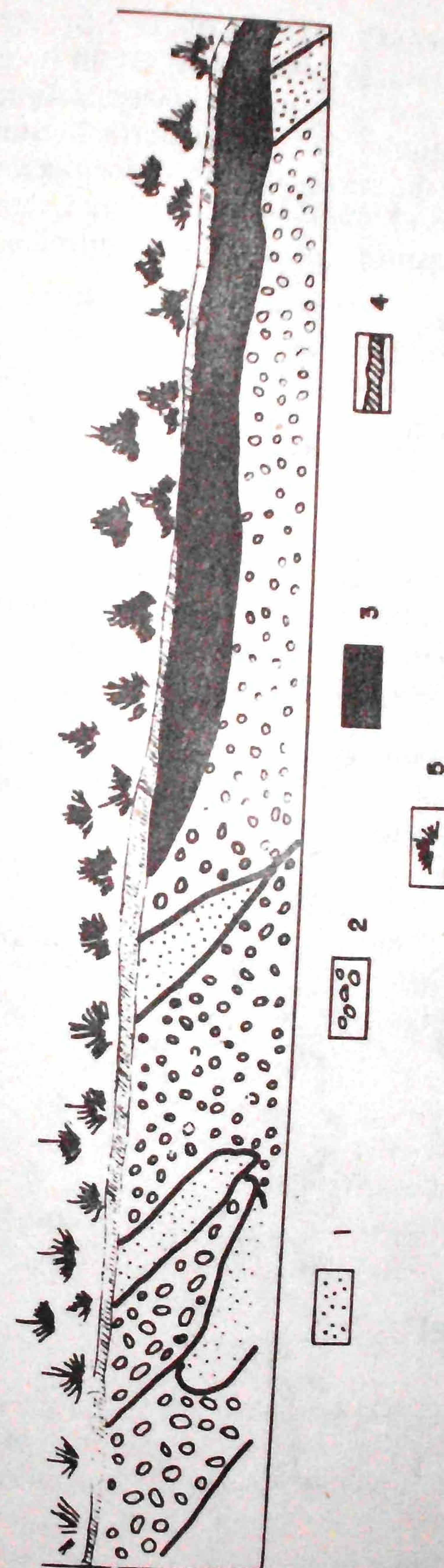


Fig. 30. Lentes tectónicos en las rocas de la Formación La Picota, que ilustran las intensas deformaciones sufridas por esas rocas. (1) Areniscas (2) Conglomerados (3) Serpentinitas (4) Suelo (5) Cobertura vegetal. Localidad alto de Lebeyé (terraplén Capiro-La Tinta).

Los sedimentos de la Formación La Picota con un pobre contenido de granos de serpentinita, por otra parte, están relativamente poco deformados. En general nuestras observaciones, tanto en la región objeto del presente estudio como en la sierra Cristal, nos permiten llegar a la conclusión de que el grado de deformación presente en los sedimentos del Manto Mayarí es proporcional, como regla, a la cantidad de material serpentinitico contenida en ellos.

En algunos afloramientos puede observarse que las diferentes litologías presentes en la Formación La Picota forman lentes limitados por zonas de 2-3 cm de espesor de rocas trituradas, en forma de milonitas, con espejos de fricción desarrollándose a veces entre los bloques vetillas de calcita. Este fenómeno se observa bien en el Alto de Lebeyé y en el curso medio del río Yumurí. En Veguita Prieta y sus alrededores, en algunos buenos afloramientos, es visible como estos lentes forman boudinas bien orientadas (Fig. 30). Un estudio de la orientación de estas boudinas pudieron ser de utilidad para el desciframiento de la estructura interna del manto, la cual es, sin lugar a dudas, sumamente compleja.

Como se ve de la descripción anterior, el Manto Mayarí constituye una *melange*, la cual se originó durante el emplazamiento de los mantos ofiolíticos, aspecto este que se tratará al discutir el desarrollo geológico regional.

Las relaciones del Manto Mayarí con las otras unidades tectónicas del basamento prepaleogénico, salvo las serpentinitas, están oscuras, puesto que en ningún punto de los estudiados contacta con ellas (Fig. 31).

En la provincia de Guantánamo, el Manto Mayarí está cubierto discordantemente por rocas del Eoceno. En la zona de Capiro por las rocas de la Formación Capiro (Eoceno Superior), en tanto que en Bernardo lo cubre la Formación San Ignacio (Eoceno Medio).

Manto Sierra Cristal

Las serpentinitas, junto con las rocas asociadas en forma de inclusiones tectónicas, constituyen, al parecer, el más elevado de todos los mantos originados por los movimientos orogénicos del Maestrichtiano-Paleoceno Inicial. Knipper y Cabrera (29) fueron los primeros en reconocer el emplazamiento tectónico de las serpentinitas en Cuba oriental. El Manto Sierra Cristal es también el que posee

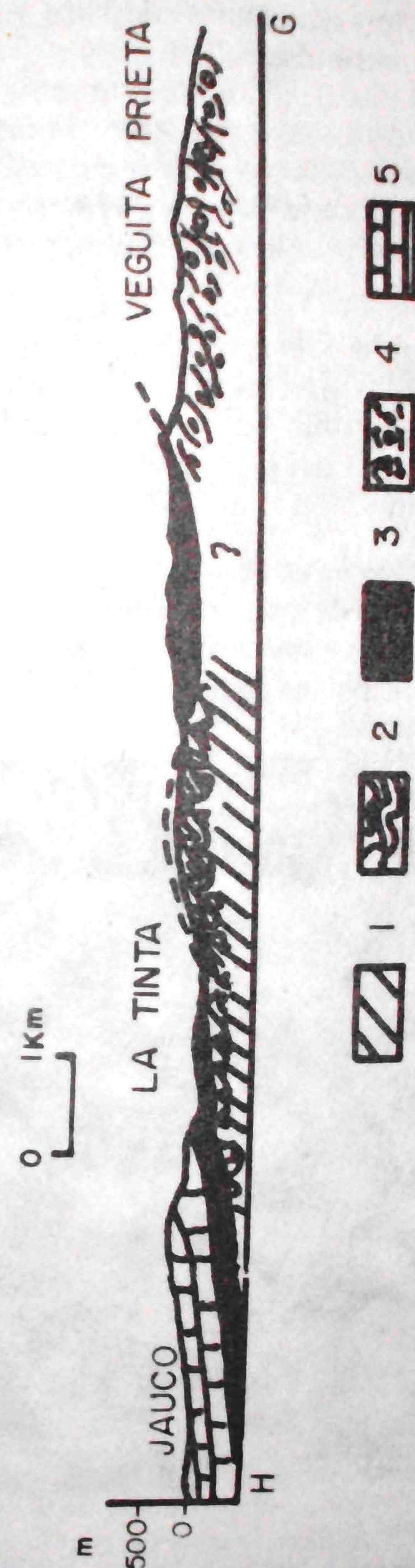


Fig. 31. Perfil geológico a lo largo de la línea G-H (ver mapa geológico). (1) Anfibolitas Macambo (2) Formación Sierra del Puñal (3) Formación La Picota (4) Serpentinitas (5) Formación Imías.

más amplios afloramientos de todos los distinguidos por nosotros, aflora en la mayor parte de las sierras de Nipe y Cristal, Cuchillas del Toa y Baracoa, presentándose además, en el flanco sur y el borde oriental de la sierra del Purial. El manto toma su nombre de la sierra Cristal, que es donde está mejor expuesto y donde sus relaciones con las rocas infra y suprayacentes se muestran más claramente, aunque también en la sierra de Yateras y la sierra del Purial es bien visible la naturaleza tectónica del emplazamiento de las serpentinitas.

El Manto Sierra Cristal ha sido estudiado por los autores con cierto detalle en tres áreas: en los alrededores de La Tinta, sierra del Convento (al norte de San Antonio del Sur) y Bernardo. Las características del manto en la sierra del Convento fueron analizadas en un trabajo anterior (17) al que remitimos al lector.

Al igual que en muchas áreas de Cuba, las serpentinitas de la mitad oriental de la provincia de Guantánamo están muy tectonizadas (Fig 32). Frecuentemente las rocas son muy brechosas presentando bloques de serpentinita maciza rodeados por una matriz brechosa



Fig. 32. Serpentinitas brechosas en la Güirita, al NW de La Tinta.

más fina o por serpentinitas esquistosas. Todas las rocas presentan numerosos espejos de fricción que contornean los bloques de serpentinitas masivas u otras litologías incluidas en ellas,

Frecuentemente, en especial en las cercanías del contacto, las serpentinitas son esquistosas. En algunos afloramientos pudo comprobarse que la esquistosidad es paralela al contacto con las rocas subyacentes. Esto, por ejemplo, puede observarse muy bien en el contacto serpentinitas-Formación Sierra del Purial en la Güirita, unos 2,5 km al norte de La Tinta.

En algunas áreas las serpentinitas contienen numerosas inclusiones tectónicas. En la citada localidad de la Güirita, en las cercanías de la desembocadura del arroyo Los Tibes (al sur de La Tinta), o en el camino La Tinta-Tres Palmas (en Caimoní) en una zona de varios metros de espesor a partir del contacto (posiblemente no mayor de 20-30 m) pueden observarse inclusiones de rocas de la Formación Sierra del Purial. Ocasionalmente aparecen bloques de litologías no características de dicha formación en el área de La Tinta. Así, en la Güirita hay mármoles y en Caimoní, esquistos calcáreos-cuarzosos. Además de las metamorfitas aparecen en esta área inclusiones de rocas feldespáticas-moscovíticas (en Caletica), de diabasas, a veces brechosas y cloritizadas (Fig. 33) y de tobas debilmente metamorfiadas (en El Bejuco al NE de La Tinta). Debemos señalar aquí que, no incluidas dentro de las serpentinitas, pero si en el contacto entre ellas y la Formación Sierra del Purial, se han observado en La Hoya, al norte de La Tinta, afloramientos de tobas sin metamorfizar, las cuales posiblemente constituyen pequeñas escamas arrastrada por las serpentinitas.

La zona más impresionante por el volumen de inclusiones en las serpentinitas es la de Bernardo. En esta área las serpentinitas afloran en el núcleo de un anticlinal que se extiende desde Teniente Ramírez en el oeste hasta el pico Galán formando un arco que se orienta EW en Teniente Ramírez y gira al SE en pico Galán. Las serpentinitas afloran también en el núcleo de un anticlinal en El Ají de la Caldera. En Bernardo, en la base del manto yace una brecha de serpentinitas, piroxenitas, anfíbolitas y anortositas (?) de gran potencia.

Desde el punto de vista de su yacencia, al menos para el borde oriental de la región estudiada, la base de las serpentinitas está suavemente ondulada, formando allí dos antiformes con una sinforma intermedia. En La Tinta (ver mapa geológico) las serpentinitas afloran en dos bandas, una al sur, en la ladera norte de las mesetas costeras situada entre La Tinta y Boca de Jauco y la otra al norte, entre



Fig. 33. Inclusión de diabasas en serpentinitas, cerca de la base del manto Sierra Cristal. Terraplén La Tinta-Tres Palmas, en Caimoni.

las cabeceras del río Cañas al este y el río Seco al oeste. En El Naranjo ambas bandas de afloramientos casi llegan a unirse. La más sureña de las antiformas citadas se extiende con rumbo EW entre río Seco y La Tinta, donde aflora en su núcleo la Formación Sierra del Purial, girando hacia el NNE en las cabeceras del río Cañas dirigiéndose hacia el valle del arroyo Manuel Ortiz. En esta área el núcleo de la antiforma está constituido por la Formación Sierra del Purial y las Anfíbolitas Macambo, en tanto que las serpentinitas sólo afloran en su flanco occidental estando el oriental ocupado por los mantos El Naranjo y Ovando (Figs. 25, 26, 31).

Al norte y oeste de la antiforma descrita, la base del manto se encuentra suavemente arqueada hacia abajo formando una sinforma paralela a la estructura anterior, mapeada por nosotros desde la confluencia de los arroyos La Hoya y Manuel Ortiz con el río Yumuri, en el norte, hasta Lagunitas, en el sur, curvándose hacia el oeste en la cuenca superior del río Baracoa.

Entre las cabeceras del río Baracoa y la confluencia del arroyo Yarey con el río Yumuri, la base de las serpentinitas comienza nuevamente a ganar en altura hacia el noroeste pasando en la zona de Veguita Prieta y Capiro a una antiforma en cuyo núcleo aflora la Formación La Picota.

La yacencia del contacto entre las serpentinitas y las rocas subyacentes fue observado en varios afloramientos presentando tanto buzamientos abruptos (hasta $60^\circ - 70^\circ$), así como poco inclinados. Sin embargo, lo sinuoso del contacto de las serpentinitas (ver mapa geológico), no deja lugar a dudas de que, a escala regional, las serpentinitas tienen una yacencia suave, formando su base pliegues poco marcados.

A pesar de que las serpentinitas son subyacentes por diversas unidades litológicas, con ninguna de ellas estos contactos presentan características algunas de ser magmáticos y sí, en todos los casos, sin excepción, son claramente tectónicos, como ya hemos demostrado antes (Fig. 34).

Como puede apreciarse en el mapa geológico, las serpentinitas no han sido mapeadas en contacto con las rocas de los mantos El Naranjo y Ovando, por lo que sus relaciones con ellos permanecen oscuras. Tanto las serpentinitas como los citados mantos metasedimentarios sobreyacen a las rocas de la Formación Sierra del Purial. Sobre este problema puede, por tanto, especularse un poco. La presencia de inclusiones de mármoles en la base de las serpentinitas permite suponer que ellos son escamas arrastradas por las serpentinitas al deslizarse sobre el Manto Ovando. Por otro lado, en el arroyo Caleta las serpentinitas y la Formación sierra Verde (Manto El Naranjo) entran en contacto (aunque éste no ha sido estudiado por nosotros) y es posible que aquí las filitas y pizarras de la Formación Sierra Verde hayan sido emplazadas sobre las serpentinitas. Desgraciadamente, estos datos fueron recogidos durante una marcha de reconocimiento por dicho arroyo y, aunque no caben dudas acerca de la naturaleza tectónica del contacto entre ambas unidades, su yacencia no pudo precisarse.



Fig. 34. Contacto entre las serpentinitas (sp) y diabasas (d), asignadas, las últimas, a la Formación sierra del Purial. Localidad La Güira, al NW de La Tinta.

Tampoco han podido aclararse las relaciones serpentinitas Formación Cañas, dada la pobreza de afloramientos de la última, pudiendo, por tanto, expresarse las más diversas opiniones sobre este problema. Por ejemplo, es posible que la Formación Cañas descansa discordantemente sobre las serpentinitas y que ella se acumulara a fines del Cretácico sobre los mantos en avance hacia el norte. La existencia de bloques de calizas arrecifales en la Formación La Picota habla en favor de esto, pero, los escasos afloramientos de la Formación Cañas pudieran interpretarse también como inclusiones tectónicas en serpentinitas. El Manto Sierra Cristal, al igual que el Manto Mayarí, constituye, como ya señalaron Knipper y Cabrera (29) una inmensa *melange*. Esto debe ser tenido en cuenta en especial por los geólogos de búsqueda, puesto que los yacimientos minerales asociados a las ultramafitas serpentinizadas (cromitas, platino, etcétera) deben estar también muy deformados, complicándose considerablemente su delimitación y evaluación.

Tectónica de la Formación Santo Domingo

Son muy pocos los datos de que disponemos sobre las deformaciones presentes en la Formación Santo Domingo. En el valle de Caujerí estas rocas fueron estudiadas por M. Martínez (25) y E. Casanova (11) pero estos geólogos no presentan prácticamente ninguna información sobre su estilo tectónico. En un recorrido realizado por esta área de afloramiento, uno de los autores pudo observar que ellas presentan yacencias muy abruptas, verticales o cercanas a los 90° y, sin duda, su estilo tectónico ha de ser bastante complejo.

Otra área de afloramiento de la Formación Santo Domingo en la región se encuentra en Tres Palmas, en las cabeceras del arroyo Frio, donde son cubiertas tectónicamente por un pequeño espesor de la Formación Sierra del Purial, como ya se descubrió al estudiar el manto La Tinta. Debido a las pequeñas dimensiones del afloramiento y a la ausencia de cortes de la Formación Santo Domingo en zonas adyacentes, es difícil decidir si la unidad es aquí autóctona o, si por el contrario, constituye una escama arrastrada bajo el Manto Sierra Cristal que aflora poco más al norte.

En las lavas presentes en la Formación Santo Domingo se observan en ocasiones zonas brechosas de origen tectónico. En Tres Palmas las rocas de la formación parecen yacer monoclinamente, buzando hacia el NNE bajo un ángulo promedio de 40° a 45° .

La tercera zona de afloramiento de estas rocas es el río Caletica, al SE de La Tinta. Aquí la formación está constituida sólo por andesitas cuya masividad no permite descifrar las estructuras presentes. En esta localidad la formación aflora en una probable ventana tectónica en el fondo del valle del río Caletica (ver mapa geológico).

Tectónica de la Formación Cañas

Debido a la escasez de afloramientos de la Formación Cañas y a su masividad es muy problemático, a la escala trabajada por nosotros, poder hacer evaluaciones sobre su estructura. A juzgar por lo observado en varios afloramientos, las rocas están bastante fracturadas y contienen muchas vetas de calcita. No poseemos dato alguno sobre la yacencia de las capas de la Formación Cañas, ni están claras sus relaciones con las otras rocas del área (Fig. 14). La presencia en la Formación La Picota de bloques de calizas muy parecidas a las de la Formación Cañas y la pertenencia de ambas unidades al Maestrichtiano ha llevado a los autores a suponer que la Formación Cañas constituye un depósito arrecifal, originado sobre los mantos

tectónicos cuando estos se movían hacia el norte, pero son posibles, como ya vimos, otras explicaciones. Consideradas así las rocas de la formación son alóctonas.

Tectónica del complejo geosinclinal

A partir por lo menos del Eoceno la región del noreste de Oriente (mitad este del anticlinal oriental) ha tendido a mantenerse emergida, suministrando a menudo gran cantidad de sedimentos terrígenos a las cuencas desarrolladas al sur donde se depositaron las formaciones San Ignacio, Sabanalamar y Maquey y al norte, donde sedimentó la Formación Capiro. Las porciones de las cuencas adyacentes a este gran anticlinal eran afectadas por los movimientos de ascenso del mismo, emergiendo en ocasiones por períodos más o menos prolongados. Este fenómeno originó la presencia de algunas discordancias en el corte en la periferia de las cuencas que no se observan en la columna estratigráfica de las áreas más internas, las cuales sufrieron una subsidencia continua desde el Eoceno hasta el Oligoceno. Puesto que durante los citados movimientos se originaron algunas estructuras plicativas y disyuntivas, en las rocas paleogénicas afectadas por ellos, las discordancias presentes separan capas con estructuras diferentes y son, por tanto, angulares, permitiendo dividir el corte en pisos estructurales.

Las áreas ocupadas por los valles de Cajobabo e Imías, Caujerí y Capiro eran adyacentes al anticlinal oriental y en ellas hemos distinguido dos pisos estructurales durante el desarrollo geosinclinal:

1. Piso Eoceno Inferior - Eoceno Superior
2. Piso Eoceno Superior - Oligoceno.

A diferencias de estas regiones, en la sierra de Yateras se observa un solo piso estructural: Eoceno Medio-Oligoceno.

Piso estructural Eoceno Inferior - Superior

El piso estructural Eoceno Inferior-Superior está representado por las deformaciones de esa edad presentes en las rocas de las formaciones El Cobre, San Ignacio y San Luis en el valle de Caujerí y en el flanco suroccidental de la sierra del Purial. Al incluir estas tres unidades en un mismo piso estructural nos apartamos un poco del concepto de piso estructural tal como éste habitualmente se entiende en la literatura (5) puesto que entre las formaciones San Ignacio y San Luis existe una discordancia angular. Debido al carácter generalmente masivo de la Formación San Ignacio, las estructuras presentes en ella no han podido ser bien estudiadas, aunque, lo que

sabemos nos permite suponer que las características e intensidad de las deformaciones de ambas formaciones es bastante similar, de aquí que se incluyan en un mismo piso.

En la zona de Imías-Cajobabo el piso estructural Eoceno Inferior-Superior se divide en una secuencia autóctona integrada por las formaciones San Ignacio y San Luis y un alóctono, representado por la Formación El Cobre y una escama (o escamas) (?) de serpentinitas situada entre ésta y el autóctono. Las capas del autóctono presentan una estructura monoclinal, con buzamiento hacia el sur o sureste con pliegues menores. En Cajobabo, la estructura del autóctono se complica y las capas de la Formación San Luis tienen yacencias abruptas como consecuencias del arrastre de las rocas alóctonas.

La aloctonía de la Formación El Cobre en el valle de Cajobabo ya fue discutida ampliamente en una publicación anterior (17) y no entraremos en detalles sobre esto, remitiendo al lector al trabajo citado. Las rocas de la Formación El Cobre están intensamente tectonizadas y presentan una estructura muy compleja, la cual aún no ha podido ser del todo descifrada, debido a la presencia de posibles dislocaciones disyuntivas internas (escamas). Las rocas de la formación presentan muchos espejos de fricción, estrías de deslizamientos y brechas tectónicas (Fig. 35).

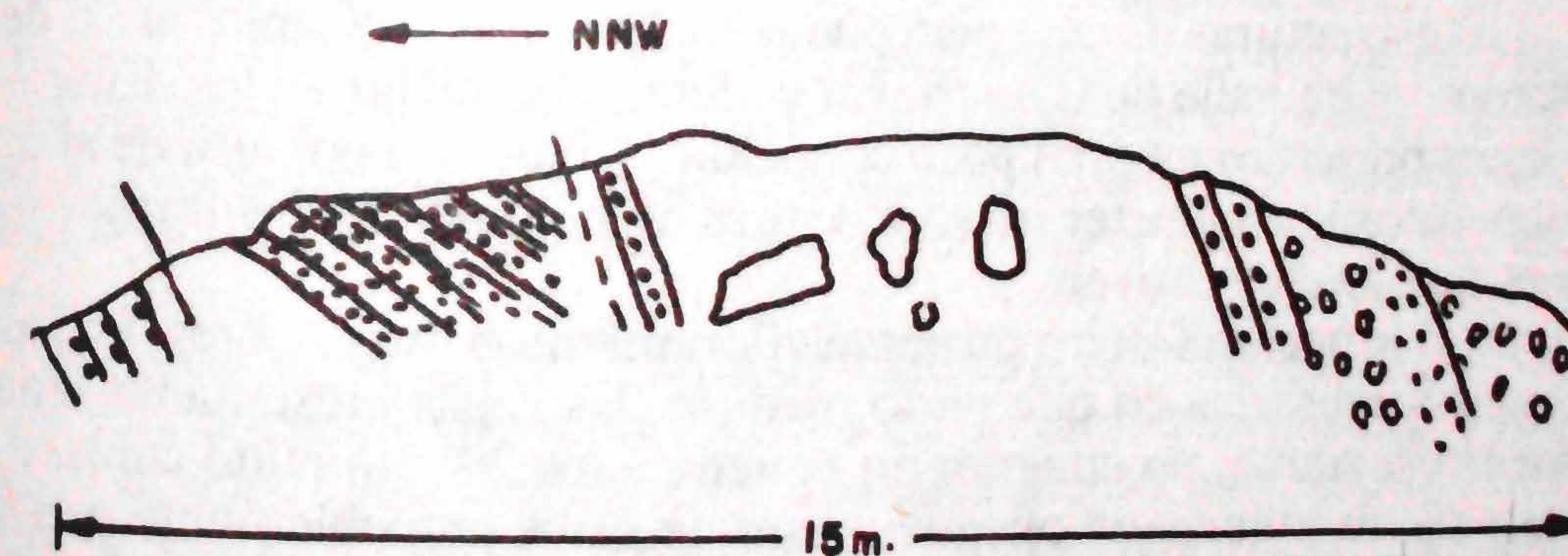


Fig. 35. Esquema de afloramiento de la Formación El Cobre en Cajobabo, donde pueden observarse las numerosas fallas que cortan a la formación en esa localidad, las cuales están genéticamente relacionadas con el emplazamiento del manto tectónico de Cajobabo. Localidad: Via Azul, algo al norte del entronque con el camino a Playitas.

En el valle de Caujerí, las dislocaciones del piso estructural Eoceno Inferior-Superior pueden estudiarse en la pequeña área, de sólo unos 6 km² en la cuál afloran las rocas de las formaciones San Ignacio

y San Luis en las cabeceras del río Sabanalamar. Aquí las deformaciones presentes son menores que en Imías y sobre todo, que en Cajobabo todas las rocas son autóctonas (11, 35). En el curso del arroyo Dos Brazos, las rocas de la Formación San Ignacio forman una serie de anticlinales muy suaves, aflorando en el núcleo de los primeros afloramientos de la Formación Sierra del Purial. Debido a los escasos afloramientos de la Formación San Luis en esta área y a su monotonía litológica, no se han descifrado estructuras plicativas o disyuntivas en ella, pero la yacencia suave que presentan sus capas en afloramientos indica que su estilo tectónico es aquí también muy parecido al de la Formación San Ignacio.

En casi toda la región, excepto en el área del Mameyal Sao del Indio, unos 3 km al oeste de Puriales de Caujerí, las capas del piso estructural Eoceno Inferior-Superior yacen con una fuerte discordancia angular sobre la Formación Sierra del Purial. En la localidad antes citada, la Formación San Luis descansa sobre la Formación Santo Domingo. En Imías y Cajobabo sobre el Piso Eoceno Inferior-Superior descansan, con discordancia angular, las capas del Piso Mioceño-Cuaternario, en tanto que en Caujerí yace sobre él, también discordantemente, el piso Eoceno Superior-Oligoceno.

Piso Eoceno Superior - Oligoceno

Las estructuras de este piso pueden estudiarse en Capiro al SE de Baracoa y en valle de Caujerí. En general, el carácter de las dislocaciones presentes en él es poco conocido, debido a la pobreza de afloramientos y al carácter masivo o muy homogéneo de las formaciones que lo constituyen.

La Formación Capiro presenta afloramientos muy pobres. En las pocas localidades en que pudo medirse, las capas presentaban una yacencia suave, no superior en general a los 20°, no pudo comprobarse la existencia de pliegues, aunque éstos probablemente estén presentes. Las rocas de la formación no parecen estar cortadas por fallas de importancia. En Veguita Prieta, en unas areniscas y conglomerados asignados con duda a la formación, se observan algunas pequeñas fallas, con planos abruptos (unos 60°) buzando aproximadamente al sur. Los desplazamientos a lo largo de estas fallas no deben rebasar algunos metros y posiblemente son sedimentarias.

Las rocas de Caujerí pertenecientes al piso estructural Eoceno Superior-Oligoceno han sido mejor estudiadas, aunque nuestro conocimiento de su estructura es aún incompleto. En el área, las rocas de este piso descansan discordantemente sobre las formaciones Sierra del Purial, Santo Domingo y San Luis.

Las discordancias presentes por debajo de las formaciones Sabanalamar y Cabeza de Vaca testimonian, sin duda alguna, la existencia de una intensa erosión durante parte del Eoceno Tardío, debido a la cual fueron denudadas de la mayor parte del área las capas de la Formación San Ignacio y de la recién depositada Formación San Luis.

Las capas de la Formación Sabanalamar constituyen un gran sinclinal, que se extiende en una dirección aproximada norte-sur entre Puriales de Caujerí y Pozo Azul. Al este del sinclinal existe un área entre Mameyal y Los Letreros en la cual afloran las rocas de las formaciones Santo Domingo y Sierra del Purial. Aunque no se pudo determinar su carácter en el campo, la distribución de las diferentes formaciones en esta área, indica que en la misma está presente un anticlinal, probablemente un braquianticlinal, suave (ver mapa geológico).

Piso estructural Eoceno Medio - Oligoceno

El estilo tectónico de las capas paleogénicas de la sierra de Yateras presenta características peculiares que lo diferencian marcadamente del existente en las regiones más orientales ya examinadas. En primer lugar, el corte estratigráfico no presenta discordancias, salvo, quizás, entre las formaciones San Luis y Maquey, como ya se señalaba en el capítulo de estratigrafía y aún en el caso de existir ésta no será una discordancia angular bien marcada. Por tanto, todo el corte desde la Formación San Ignacio a la Formación Maquey pertenece a un solo piso estructural.

En segundo lugar, en la sierra de Yateras está desarrollada una estructura plicativa más compleja que en las otras áreas, excepto Cajobabo, donde los fenómenos de cabalgamiento han determinado un estilo tectónico muy complejo en las rocas alóctonas de la Formación El Cobre. Como veremos más tarde, la génesis de estos pliegues en la zona de Bernardo-Arenal parece estar íntimamente relacionada en las peculiaridades de su evolución geológica durante el Paleógeno.

Las capas del piso estructural Eoceno Medio-Oligoceno forman varios anticlinales y sinclinales suaves (Figs. 36, 27 a.b) cuyos ejes se extienden en una dirección general WNW-ESE. El más norteño de los anticlinales se distingue bien desde Teniente Ramírez al oeste, hasta más allá del arroyo El Pinar, al este, más al oriente del cual la estructura se ensancha rápidamente. Entre Teniente Ramírez y El Pinar el eje de la estructura tiene una dirección WNW, en tanto que entre este último y pico Galán el eje parece tomar una dirección

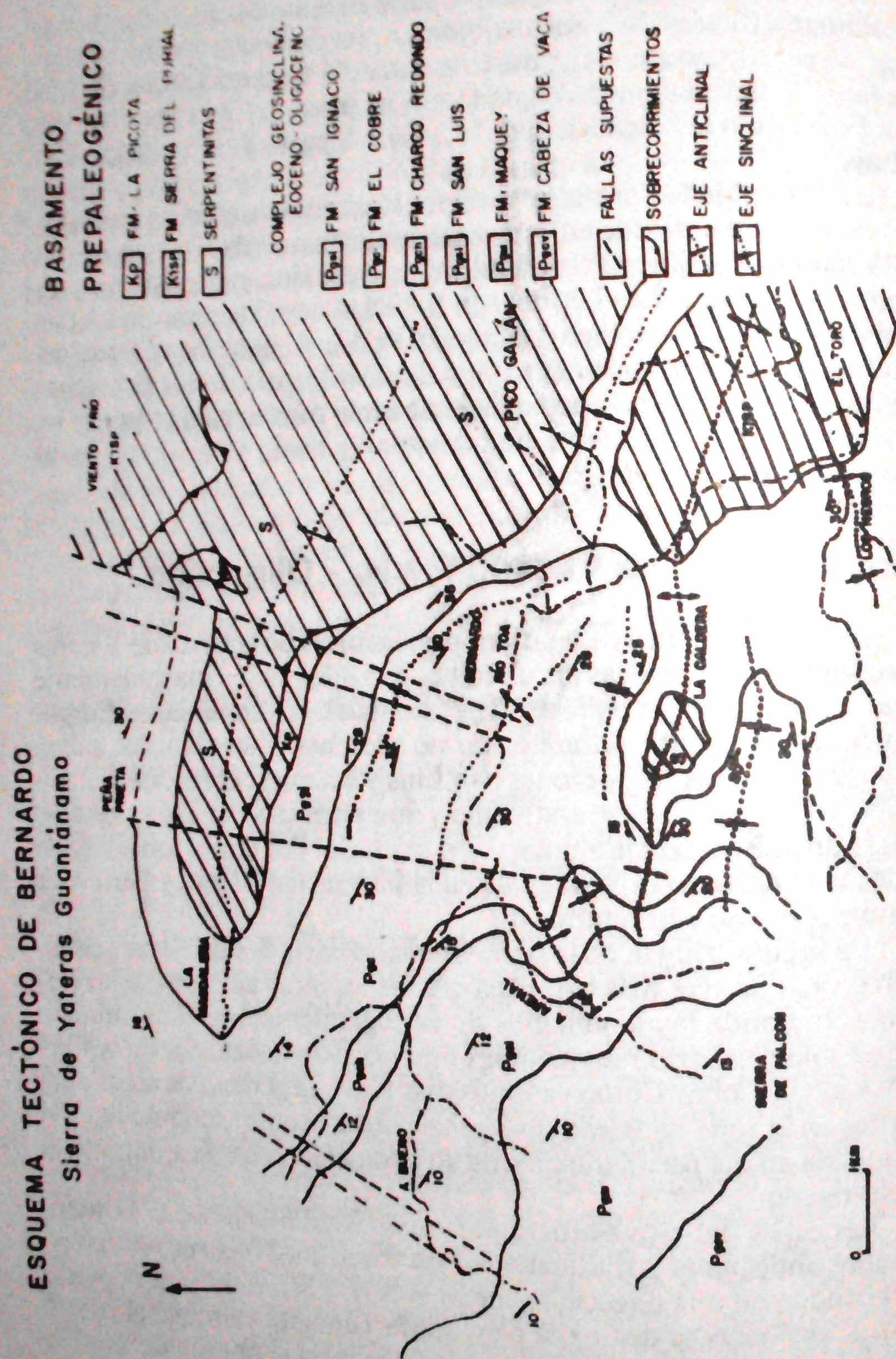


Fig. 36. Mapa tectónico de Bernardo (en el curso superior del río Toa).

NNW-SSE. En el núcleo del anticlinal afloran las serpentinitas y la Formación La Picota, en tanto que los flancos lo forman las formaciones San Ignacio y El Cobre, cuyos buzamientos fluctúan en esta estructura entre 25° y 50° . En Teniente Ramírez, el eje del anticlinal se hunde hacia el oeste, formándose un periclinal.

El segundo anticlinal (La Caldera) se extiende desde las cabeceras del arroyo El Ají de la Caldera al oeste, hasta más allá de Paulino y El Toro al este (Fig. 36). El eje del anticlinal tiene una dirección WNW-ESE hundiéndose, como el caso anterior, hacia el oeste. En la confluencia del arroyo El Ají de la Caldera con el río Toa, el eje del pliegue forma una pequeña silla estructural. En el núcleo de la mitad occidental del anticlinal afloran las serpentinitas del Manto Sierra Cristal, en tanto, que en su parte más oriental al núcleo lo constituye la Formación Sierra del Purial. En los flancos del pliegue afloran las formaciones San Ignacio, El Cobre, Charco Redondo y San Luis. La yacencia de los flancos del anticlinal fluctúa entre 15° y 35° .

Al norte del anticlinal de La Caldera, en el oeste, se encuentra el sinclorium del Toa el cual se distingue desde Tribilín, al este, hasta la zona de Arenal-Quiebrahacha, en el oeste. El sinclorium está constituido por un anticlinal central flanqueado por dos estrechos sinclinales. El anticlinal se extiende con rumbo NW-SE a lo largo de 8 km, desde Arenal hasta cerca de Tribilín a 15 km al sur de Bernardo donde su eje se hunde y la estructura se extingue. El sinclinal norte forma una estrecha faja de unos 14 km de longitud con rumbo NW - SE. El sinclinal meridional se sigue a lo largo de 9 km desde cerca de Tribilín hasta La Alegría. Esta estructura tiene una dirección EW. El sinclorium del Toa hacia el este se cierra, formando un centriclinal, en tanto que hacia el NW, en dirección a Palenque, transiciona lateralmente a un monoclinal con buzamiento al sureste (Fig. 36).

En la estructura visible del sinclorium entran todas las formaciones paleogénicas, excepto la Formación Maquey.

Entre Tribilín y las cabeceras del arroyo El Toro se extiende un estrecho sinclinal, flanqueado por los anticlinales El Pinar y La Caldera. En el núcleo del sinclinal, que tiene una dirección WNW-ESE, aflora la Formación San Ignacio.

El más sureño de los sinclinales es El Pinar, situado al sur del anticlinal Las Calderas, constituido por capas de las formaciones San Ignacio, El Cobre, Charco Redondo y San Luis, fluctuando los buzamientos entre 10° y 35° .

Hacia el sureste de Bernardo, en Arenal, la estructura se hace monoclinal, buzando las capas de las formaciones San Luis y Maquey

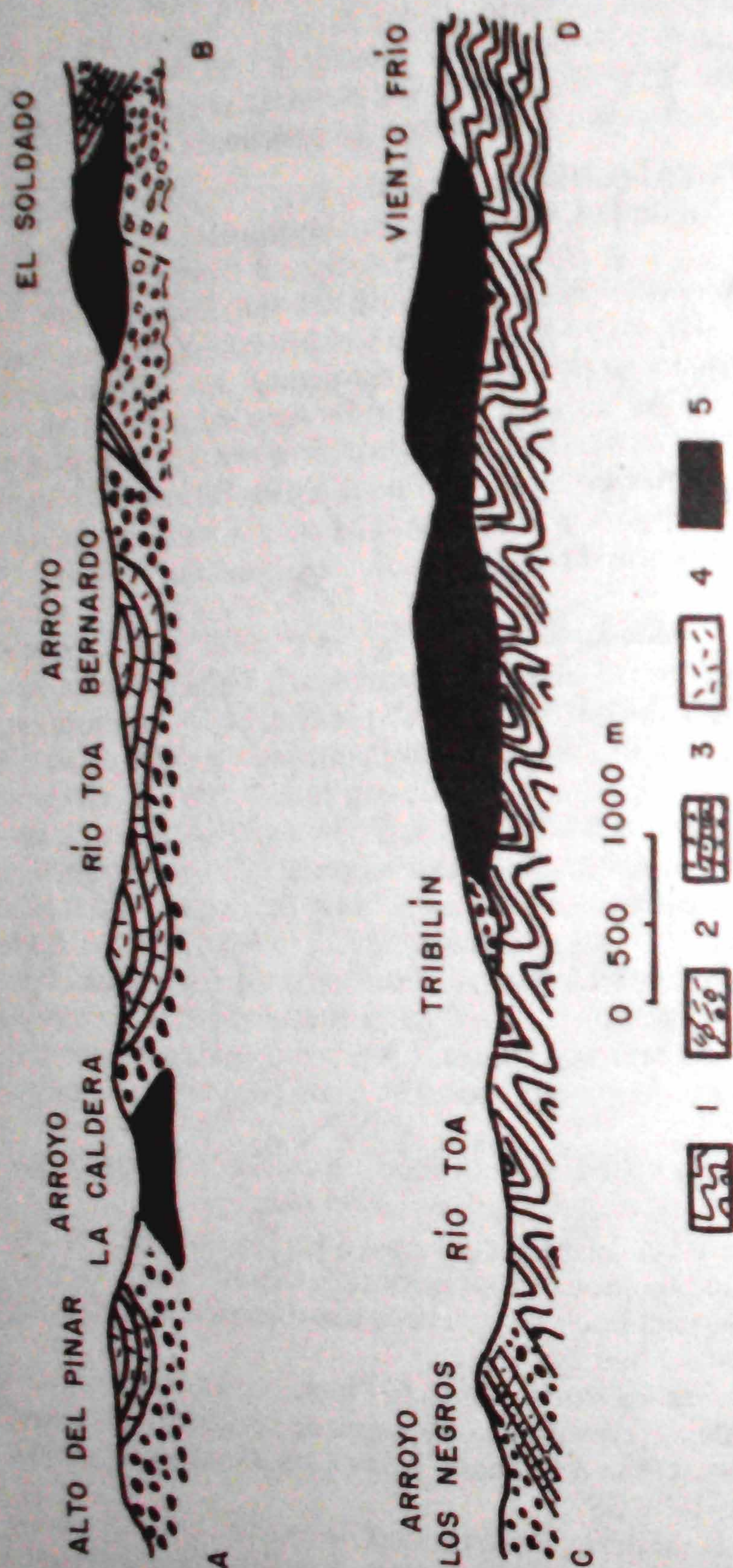


Fig. 37. Perfiles geológicos en el área de Bernardo (1) Formación Sierra del Pital (2) Formación La Picota (3) Serpentinitas (4) Formación San Ignacio (5) Formación El Cobre.

hacia el SW, con yacencias entre 18° y 15°. Lo mismo ocurre en dirección a Palenque (10, 38), donde, según parece, desaparecen los pliegues y la yacencia de las capas es también monoclihal al suroeste.

Las fallas tienen poca importancia, en general, en el estilo tectónico del piso Eoceno Medio-Oligoceno. Las mismas se localizan por los saltos estratigráficos, brechas y espejos de fricción a ellas asociados. Todas estas fallas son de pequeño desplazamiento, excepto, quizás la situada al norte de El Pinar, que pone en contacto las serpentinitas y la Formación El Cobre.

En Bernardo y Palenque pueden distinguirse dos sistemas de fallas, uno con orientación NNE-SSW y el segundo con dirección aproximada NE-SW (Fig. 36).

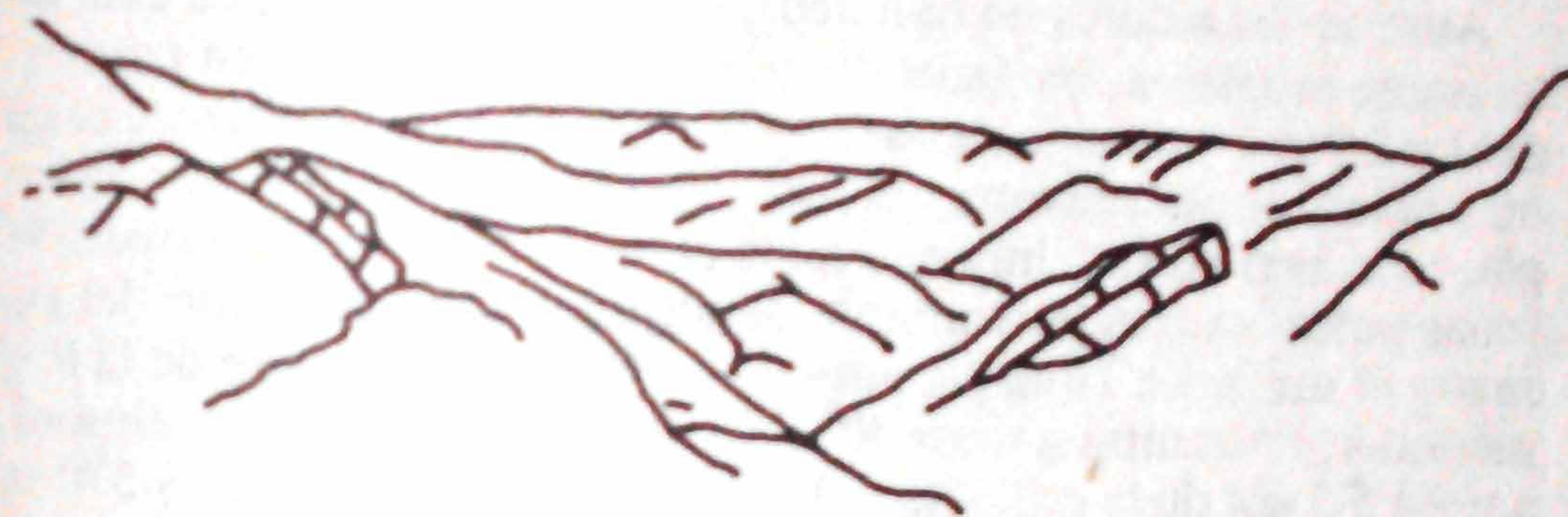


Fig. 38. Vista panorámica del valle del arroyo Los Negros, donde se observa muy bien, debido al paisaje de cuevas y a los farallones de calizas, la presencia de un sinclinal en las capas de la Formación San Ignacio. (Esquema realizado a partir de foto.)

El estilo tectónico presente en las capas paleogénicas (Fig. 38) de Bernardo y Arenal parece corresponder genéticamente a los pliegues reflejados según la clasificación de Jaín (26). En la génesis de estos pliegues, que no son más que el reflejo en la cobertura de los movimientos de bloques del basamento, debió influir el marcado contraste de los movimientos durante el Eoceno y Oligoceno en la zona de articulación del anticlinal y sinclinal oriental, mucho más señalados en Bernardo y Arenal que en las demás regiones (el espesor total de sedimentos acumulados durante ese lapso es de unos 1 800 a 2 600 m). Es probable que estos movimientos se produjeran a lo largo de fallas en el basamento, cuyo reflejo en la cobertura, menos rígida, son los pliegues estudiados.

Piso estructural Mioceno - Cuaternario

Las rocas de este piso estructural descansan discordantemente sobre todas las formaciones premiocénicas. Es evidente que probablemente a inicios del Mioceno ocurrió un ascenso general en todo el este de Oriente, seguido poco después por una transgresión marina limitada.

En las capas del piso estructural no se observan dislocaciones plicativas de pequeñas o medianas dimensiones.

Adamovich y Chejovich (3) señalan la presencia de un anticlinal en desarrollo en el extremo oriental de Cuba. (Fig. 39). Estos autores apuntan que las calizas del Mioceno-Cuaternario (Formación punta Maisí en este artículo) yacen con buzamientos de 3° a 5°, llegando hasta 8°, formando un periclinal.

Aunque los autores no han dedicado especial atención a este interesante problema, los datos del mapeo geológico revelan para todas las áreas donde el fenómeno se manifiesta, que las formaciones miocénicas buzcan suavemente con dirección al mar. Así, por ejemplo, en el área de La Tinta es visible cómo la base de la Formación Imías aumenta progresivamente de altura y si en el cañón del río Jauco, al sur de La Tinta y a unos 2 km de la costa, la base de la formación se encuentra a unos 40 m de altura en el alto de Caimoní, a unos 5,5 km de la costa, la base de la unidad yace a unos 570 m de altura.

Este movimiento ascensional reciente está magníficamente reflejado en las terrazas marinas que se elevan hasta alturas de 500 m, en las terrazas fluviales visibles en los valles de los ríos más importantes como el Imías, Sabanalamar, etcétera, y en los peniplanos levantados visibles en Gran Tierra, Cuchillas del Toa y sierra de Yateras, entre otras localidades.

La estructura disyuntiva más importante correspondiente a este piso estructural es la falla norte de la fosa de Bartlett, la cual separa la sierra del Purial de la mencionada depresión. Esta enorme estructura, que se extiende a lo largo de todo el borde norte de la fosa, desde el golfo de Honduras hasta el Paso de los Vientos, se manifiesta muy bien en los mapas batimétricos. En el mapa de escala 1:500 000 editado por el IGGG en 1968, la isobata de los 1 000 m desde Cabo Cruz hasta la punta de Maisí rara vez se encuentra a más de 5 km de la costa y en muchas ocasiones esta distancia es mucho menor. Es difícil explicar este escarpe rectilíneo o ligeramente ondulado, a lo largo de mas de 250 km por otro fenómeno que no sea una falla regional.

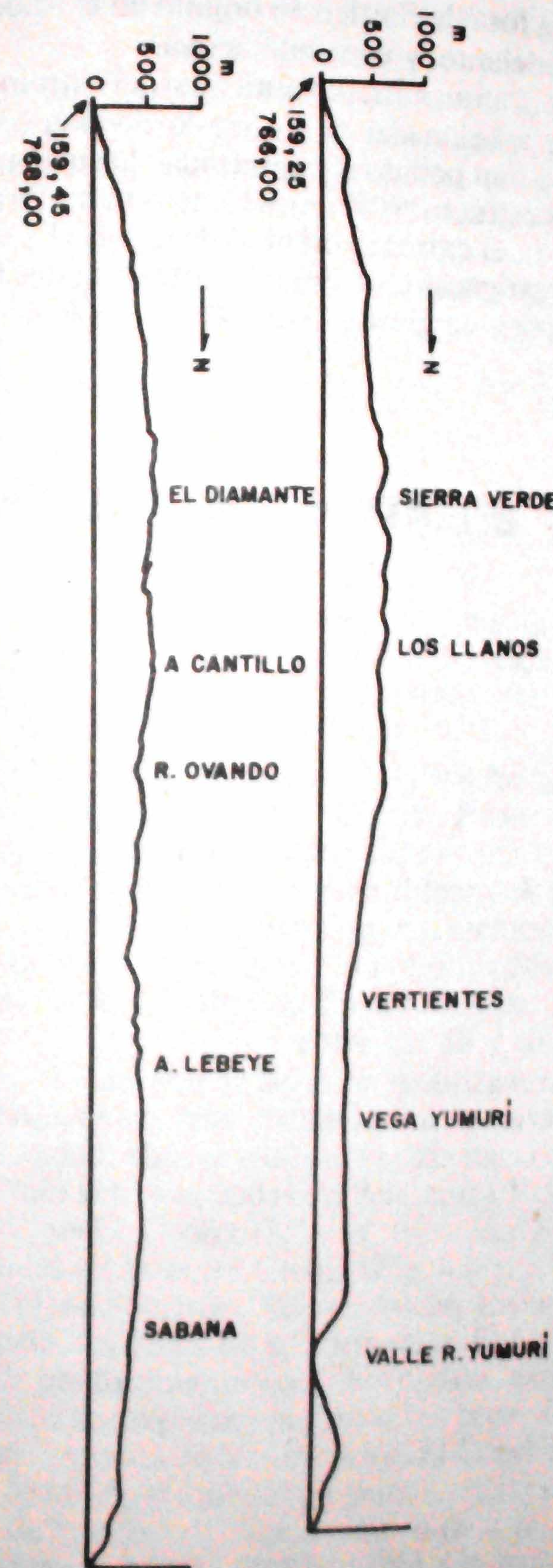


Fig. 39. Perfiles topográficos de la meseta de Maisí, siguiendo una línea N-S. Puede observarse el arqueamiento de la superficie peniplanizada, que forma una bóveda suave, asimétrica.

La falla norte de la fosa de Bartlett se originó en el Mioceno (16), como se verá más adelante, y continúa activa.

Posiblemente, con el arqueamiento anticlinal del extremo oriental de Cuba deben estar relacionadas fallas que lo dividan en bloques, sin embargo, éstas no han podido ser detectadas hasta el momento.

El problema de las estructuras jóvenes tiene un amplio campo de estudio y desarrollo en el extremo oriental de la Isla. Es de esperar que en el futuro, investigaciones especialmente dirigidas hacia este tema, arrojen resultados de gran interés para la geología de Cuba.

YACIMIENTOS MINERALES

En el curso de nuestras investigaciones han sido detectados una serie de yacimientos minerales y manifestaciones de mineralización que pueden ser de interés para el desarrollo futuro de la provincia de Guantánamo.

Sin duda el más importante de estos hallazgos es el de las rocas zeolitizadas de la Formación El Cobre. En los últimos años, en nuestro país ha surgido un creciente interés por las zeolitas (18, 24) motivada por su gran utilización en diferentes ramas de la economía (22). En Bernardo, casi todo el corte, alrededor de un 90 % o más de los casi 600 m de espesor de la Formación El Cobre, está constituido por tobas zeolitizadas. En la mayor parte de estas rocas la zeolitización es muy intensa, entre un 80 y un 90 %. Como puede apreciarse el volumen de las rocas zeolitizadas, solamente en la zona de Bernardo, es enorme, pero ellas no se encuentran limitadas, sólo a esta localidad, sino se extienden más hacia el oeste en la sierra de Yateras (han sido mapeadas en Palenque). Rocas similares han sido estudiadas por G. Orozco (37) y M. Iturralde (24) en las estribaciones surorientales de la sierra Cristal (Fig. 40) y por G. Orozco (37) y J. Cobiella (14) en Sabanilla, Mayarí Arriba. En estas áreas, al igual que en Bernardo, las tobas de la Formación El Cobre, que constituyen la litología predominante en la formación, están zeolitizadas. Aún no ha podido ser explicada por nosotros la causa de esa zeolitización regional de las tobas de la Formación El Cobre en esta franja de más de 85 km de longitud (que según parece se extiende más hacia el oeste, al sur de la sierra de Nipe), pero es de interés señalar que el fenómeno observado está limitado sólo a la zona de articulación del