

## CABALGAMIENTO MIOCENICO (?) EN LA PARTE CENTROMERIDIONAL DE MEXICO

Roger Mauvois \*

### RESUMEN

Con la utilización de criterios estrictamente estructurales como los que establecen la disarmonía entre capas cenozoicas y mesozoicas, sin sobreposición de los rasgos estructurales de unas a otras, y los basados en simples conceptos del comportamiento geométrico y topográfico de contactos geológicos, se analizaron varias fuentes gráficas relativas a áreas cercanas al Eje Neovolcánico en los Estados de Michoacán, Guerrero, Morelos, Puebla e Hidalgo, para dilucidar algunas características esenciales de la historia terciaria de la zona.

Se estableció la existencia de varios testigos y ventanas tectónicas que parecen definir una sola superficie regional de traslape encima de la cual calizas del Cretácico Inferior vinieron a cubrir la molasa terciaria y las rocas subyacentes.

Este rasgo estructural pone de manifiesto un fuerte componente tangencial de la fase tectónica paroxismal probablemente del Mioceno en esta región.

### RESUME

Afin de clarifier certaines caractéristiques essentielles de l'histoire tertiaire de l'Axe Néovolcanique, ce texte analyse plusieurs références graphiques relatives a des zones proches de cette région dans les états de Michoacán, Guerrero, Morelos, Puebla et Hidalgo, en fonction de critères strictement structurels, tels ceux qui établissent la disarmonie entre couches cénozoïques et mésozoïques, sans superposition des traits structurels des unes sur les autres, et ceux qui se basent en simples concepts sur le comportement géométrique et topographique de contacts géologiques.

Il établit l'existence de plusieurs écailles et fenêtres tectoniques qui semblent définir une seule surface régionale de chevauchement, surface sur laquelle des calcaires du Crétacé Inferieur vinrent a couvrir les molasses tertiaires et les roches sousjacentes.

Ce trait structurel met en évidence une forte composante tangentielle de la phase tectonique de paroxysme probablement du Miocene en cette région.

### INTRODUCCION

En función de los estudios geológicos que se han llevado a cabo recientemente en algunas partes del Eje Neovolcánico Transmexicano, el autor juzga interesante reconsiderar algunos aspectos dentro del marco geodinámico de su actividad volcánica. Con esta intención se emprendió una investigación para descifrar los caracteres estructurales esenciales impresos en las rocas terciarias, debajo de los derrames y volcanes del Mioceno superior-Cuaternario.

Se presentan observaciones directas y recopilaciones de varios autores, haciendo a un lado la tradición, utilizando nuevos criterios de análisis estructural del Terciario. Este análisis implica que no debe considerarse a las rocas terciarias como relleno de valles y depresiones, sin tomar en cuenta sus características geológicas, tal como las interpretan en la mayoría de las secciones estructurales.

### PRINCIPALES RASGOS ESTRUCTURALES TERCIARIOS EN LA DEPRESION TZITZIO-HUETAMO

En la zona al pie del Eje Neovolcánico entre Mil Cumbres y Huetamo de Núñez en el Estado de Michoacán, se establecieron evidencias suficientes para proponer la existencia de una superficie de traslape separando rocas mesozoicas encima de las cenozoicas. Este rasgo estructural se dedujo al aclarar la existencia del Anticlinal Tzitzio-Tiquicheo y del Testigo de Eréndira (Figura 1). El Anticlinal Tzitzio-Tiquicheo fue descubierto por Silva (*in* Demant *et al.*, 1975) y descrito por Mauvois y colegas (1976); (Figura 2).

La megaestructura que se sigue a lo largo de 80 km de norte a sur pone en evidencia la existencia de una fase de plegamiento, probablemente del Mioceno, que afectó a toda la secuencia volcano-detritica eoceno-oligocénica. Esta secuencia, con las ca-

\* Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, México 20, D. F.

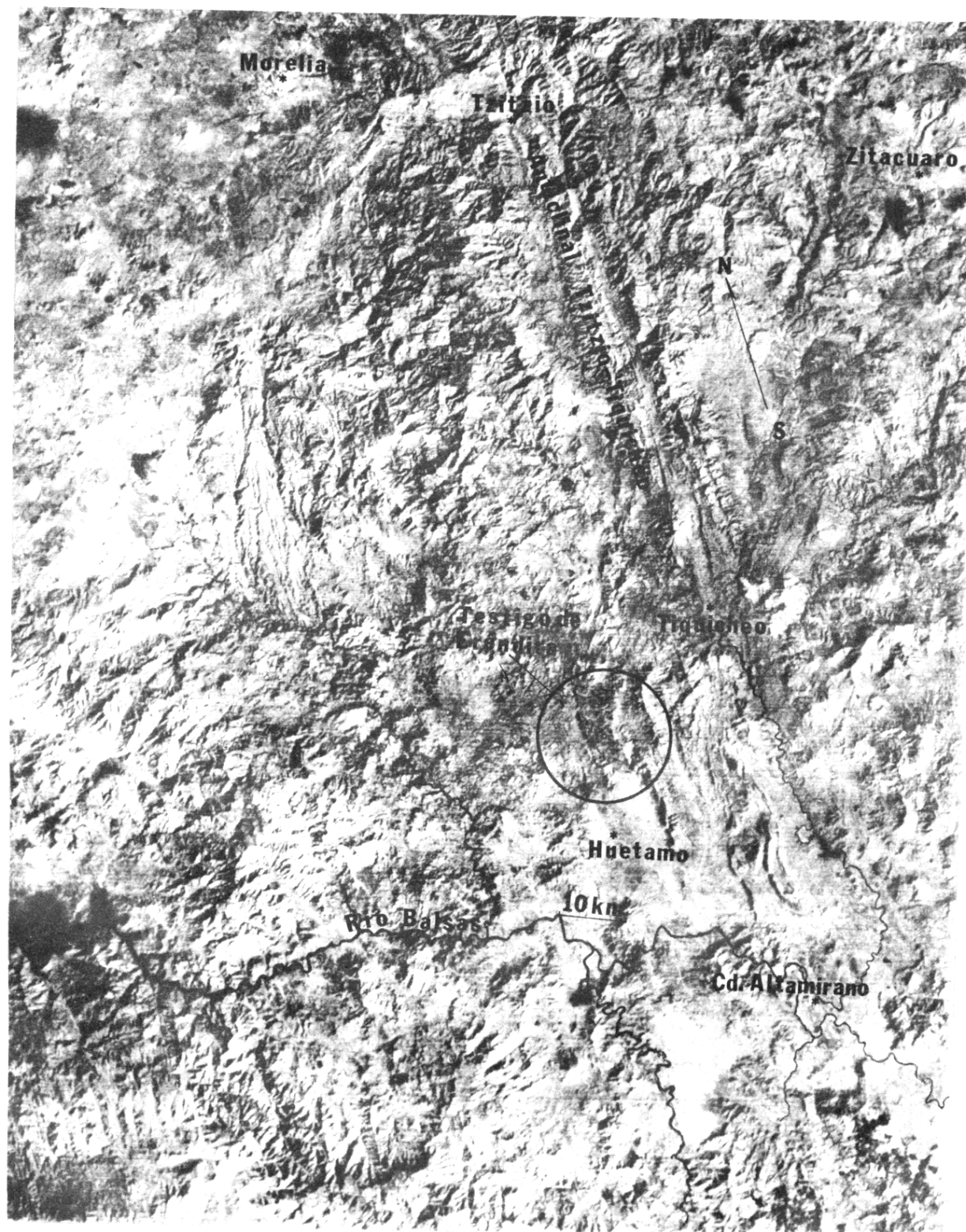


Figura 1.—Imagen de satélite ERTS, mostrando la localización del Anticlinal Tzitzio-Tiquicheo y del testigo tectónico de Eréndira.

racterísticas de una "molasa" continental en su base, se depositó en una gran cuenca cuya extensión supera los 150 km de afloramiento continuo observados de norte a sur y los 70 km que separan de oeste a este los afloramientos al este de Carácuaro y los de Tuzantla, poblados del Estado de Michoacán.



Figura 2.—Vista aérea de la terminación periclinal septentrional del Anticlinal Tzitzio-Tiquicheo. Los flancos están formados por conglomerado (tranja de acantilados) y por lutita y arenisca rojas de la Formación Balsas.

En esa gran cuenca se depositaron sucesivamente, sin aparente discordancia angular, (1) un conglomerado basal rojo con fragmentos de rocas metamórficas, de cuarzo blanco y de calizas, (2) una secuencia de capas rojas interestratificadas de lutita, arenisca y conglomerado, (3) un gran espesor de rocas volcánicas y volcanoclásticas andesíticas, (4) unos depósitos finos tobáceos con capitas y lentes de caliza y calcedonia y (5) un potente conglomerado andesítico, hasta alcanzar el conjunto un espesor superior a los 4,000 m. La secuencia fue plegada después en un solo evento (Figura 3). El Anticlinal Tzitzio-Tiquicheo es un ejemplo claro para ilustrar como las estructuras anticlinales y sinclinales en la Formación Balsas se pueden inferir a grandes profundidades; en este caso a una profundidad superior a 4 km en la zona de afloramiento del conglomerado andesítico, miembro superior de la secuencia descrita.

Asimismo este anticlinal revela la continuidad del conglomerado basal de la secuencia volcanodetrítica que así llega a jugar el papel de nivel clave para dilucidar las estructuras terciarias cuando se establece claramente su contacto con las unidades subyacentes. Entonces sus afloramientos se alinean estrictamente a rumbo de los estratos de las unidades volcanodetríticas que lo cubren, y dibujan los contornos de amplios pliegues sinclinales y anticlinales.

El Testigo de Eréndira es un elemento estructural cuyas características se describen aquí por primera vez (Figura 4). Este se observa en la zona alrededor de las intersecciones del meridiano  $100^{\circ}55'$  con los paralelos  $18^{\circ}45'$  y  $18^{\circ}50'$ , sobre la carretera que une Zitácuaro con Huetamo entre los pequeños poblados Eréndira y las Trincheras, Municipio de Huetamo, Estado de Michoacán. El Testigo de Eréndira consiste esencialmente en un contacto en-

tre bancos calizos pertenecientes a la Formación Morelos según lo establecido por Pantoja-Alor (1959) en las inmediaciones de Huetamo, y capas rojas interestratificadas de arenisca, lutita y conglomerado pertenecientes a la Formación Balsas. El contacto se ha podido observar directamente a lo largo de más de 25 km alrededor del cuerpo calizo (Figura 4).

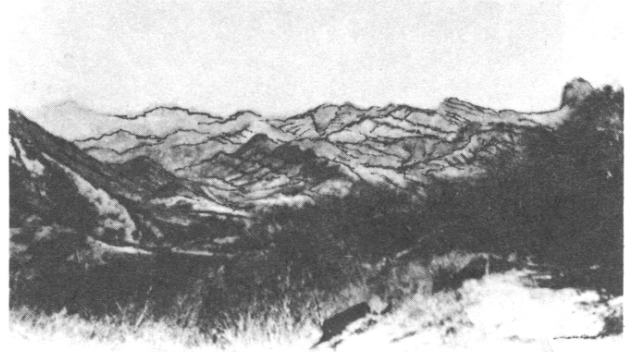


Figura 3.—Vista que muestra la potente secuencia terciaria involucrada en el plegamiento miocénico (?), en las cercanías del poblado de El Limón de Papatzingán, Estado de Michoacán.

Las estructuras observadas en la caliza consisten principalmente en un amplio pliegue sinclinal cuyo eje está orientado al  $N 18^{\circ}W$ , y en cuyos flancos se observan inclinaciones máximas de  $25^{\circ}$  hacia el oeste, en el flanco oriental y de  $10^{\circ}$  hacia el este, en el flanco occidental. Este mismo flanco tiende a tomar la forma de una amplia bóveda anticlinal al yacer casi horizontales las capas en la parte extrema oeste del afloramiento calizo.

Mientras tanto en las capas de arenisca y conglomerado de la Formación Balsas que constituyen la prolongación al sur del flanco occidental del Anticlinal Tzitzio-Tiquicheo, se observan echados que varían de  $10^{\circ}$  a  $65^{\circ}$  principalmente inclinados hacia el oeste. En el extremo suroccidental del área descrita se observan con toda claridad el anticlinal y el sinclinal de Pejo que son amplias estructuras secundarias en la Formación Balsas con sus ejes orientados de norte a sur. En sus flancos las inclinaciones son del orden de  $35^{\circ}$ .

Esos elementos ponen inmediatamente de manifiesto una doble disarmonía estructural entre las capas del Cretácico Inferior y las del Terciario: las deformaciones son más acentuadas en la Formación Balsas que en la caliza de la Formación Morelos, por una parte; las direcciones de los ejes de los pliegues de una y otra formación no concuerdan, por otra parte. La supuesta incompetencia de la caliza no puede explicar, por sí sola, porqué el plegamiento del conjunto terciario no se sobrepuso al de la caliza, como lo demuestra esta doble disarmonía.

Los rasgos fisiográficos completan elocuentemente el esquema global; alrededor del área de afloramiento de la caliza, los límites están claramente subrayados por abruptos acantilados en la Formación Morelos que se destaca encima del lomerío de topografía suave que caracteriza los afloramientos de la Formación Balsas, la que a veces, se ve atravesada

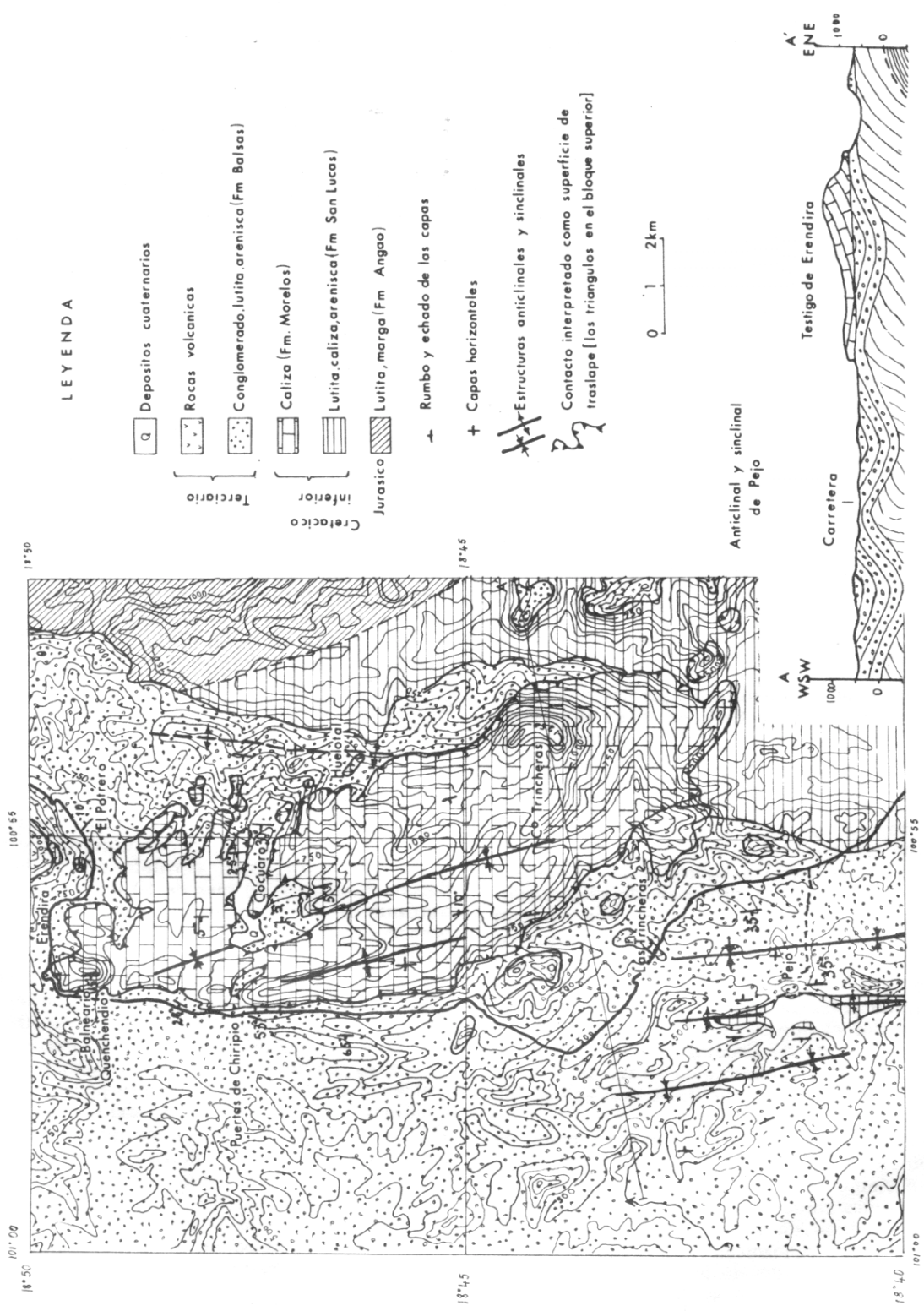


Figura 4.—Mapa geológico y sección estructural del área de Eréndira, Municipio de Huetamo, Estado de Michoacán. Geología levantada por R. Mauvois.

por profundas barrancas como en el caso del cañón de Huelotal (Figura 5). En el mapa, el contacto se caracteriza por sus caprichosos contornos muy semejantes a los que dibujan las curvas de nivel particularmente en las inmediaciones del poblado de Cocuaro en donde se evidencia con mayor seguridad la separación entre el conglomerado y la caliza suprayacente por una superficie similar a un plano subhorizontal ligeramente inclinado hacia el oeste (Figura 5).

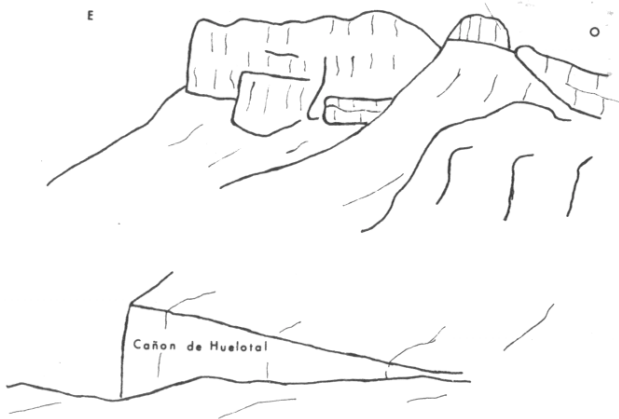


Figura 5.—Croquis de campo que muestra la posición relativa de la caliza de la Formación Morelos encima de arenisca, lutita y conglomerado de la Formación Balsas, en el frente oriental del Testigo de Eréndira, en las cercanías del poblado de El Huelotal, Estado de Michoacán.

Aquí se pone de manifiesto que en el avance progresivo de la erosión actual, no se ha observado la aparición de una antigua superficie de erosión del Eoceno-Oligoceno entre la caliza y el conglomerado. Al contrario, entre más se profundiza un arroyo entre la caliza, más frecuentemente aparece el conglomerado rojo de la Formación Balsas a nivel del lecho de este arroyo.

Un rasgo más viene a subrayar la naturaleza del contacto; se trata de la presencia de afloramientos de caliza, completamente aislados, que coronan los copetes de pequeños cerros y que son pequeños testigos tectónicos encima del conglomerado que yace en la base. Varios casos se pueden observar en el pequeño tramo entre Cocuaro y Huelotal, siendo el más espectacular el que se descubre desde la carretera a 1.5 km al este de Eréndira frente al rancho El Potrero donde se observa la caliza horizontal cubriendo el conglomerado inclinado con echado de  $10^\circ$  hacia el noreste.

La doble disarmonía estructural así como la observación del plano de separación, son argumentos estrictamente estructurales suficientes para definir a grandes rasgos una superficie de traslape separando el testigo de rocas mesozoicas suprayaciendo a las rocas cenozoicas. Esta unidad estructural se denomina Testigo de Eréndira.

En la base del testigo se observaron además zonas de fuerte dislocación en la caliza en donde abundan diaclasas y brechas tectónicas cementadas

por calcita, zonas relativamente delgadas de milonita y planos de fricción sub-horizontales o ligeramente inclinados que vienen a subrayar la naturaleza tectónica de este contacto.

#### EXAMEN ESTRUCTURAL DE MAPAS DEL AREA DEL EJE NEOVOLCANICO TRANSMEXICANO

Las observaciones y las conclusiones hechas acerca del testigo de Eréndira llevaron a investigar si en los documentos gráficos al alcance y relativos a áreas en las inmediaciones del Eje Neovolcánico Transmexicano, existían elementos de observación respondiendo a los criterios que se utilizan.

Salvo la escasa probabilidad de existencia de errores sistemáticos en la cartografía geológica que convendría averiguar en su caso, se encontraron elementos que responden a estos criterios en las siguientes áreas:

- A).—Valle de Iguala
- B).—Area entre los poblados de Tlaltizapán y Tenextepango del Estado de Morelos.
- C).—Area de Tehuacán y San Juan Raya en el Estado de Puebla.
- D).—Area de Zimapán y Tamazunchale al norte del Eje Neovolcánico.

Los datos relativos al Valle de Iguala se observaron en las hojas núms. 4 y 5 adjuntas a la guía de las excursiones A-9 y C-12 del 20° Congreso Geológico Internacional (Fries *et al.*, 1956), también en la lámina 1, hoja 2 del Mapa Geológico del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero que acompaña la publicación de Fries (1960), y en el Mapa Geológico de la región comprendida entre los poblados de El Tomatal, Huitzucó y Mayanalán, Estado de Guerrero, mapa incluido en la publicación de Bolívar (1963; Figura 6).

En el Valle de Iguala los mapas de Fries (*op. cit.*) y Bolívar (*op. cit.*) revelan, antes que todo, un rasgo estructural bien definido en la Formación Balsas. A lo largo de más de 10 km de afloramiento continuo de esta formación entre Zacacoyuca y Tepecoacuilco poblados del Estado de Guerrero, sea por fotointerpretación o por medición directa, todos los datos, nos indican una fuerte y constante inclinación monoclinial de los estratos hacia el noreste. Las indicaciones de echado varían de  $15^\circ$  a  $50^\circ$  manteniéndose en general con un valor aproximado de  $30^\circ$ . Esas inclinaciones definitivamente no corresponden a las que supuestamente podrían tener originalmente las superficies de sedimentación en un abanico al pie de la sierra, ya que los echados están orientados hacia la sierra que domina el Valle de Iguala al noreste. Salvo caso de omisión de más datos estructurales en los mapas, esto es la indicación del afloramiento de una secuencia continua, de más de 4,000 m de potencia, de sedimentos detríticos globalmente inclinados en la forma de un gran monoclinial.

Excluyendo el caso improbable de que toda la secuencia terciaria esté invertida, se debe buscar

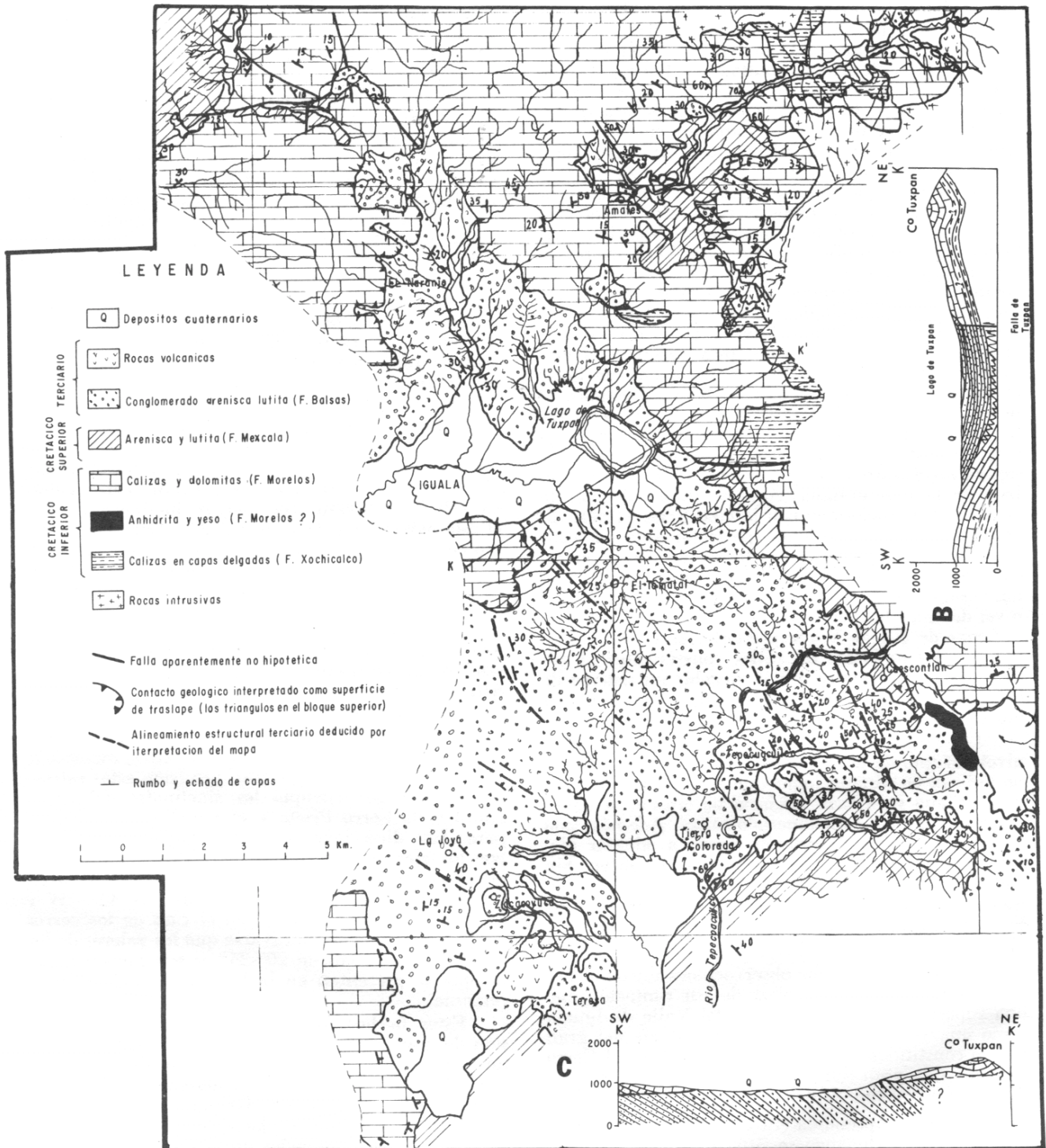


Figura 6.—Mapa geológico y secciones estructurales del área de Iguala, Estado de Guerrero, según datos originales de Fries (1956, 1960) y de Bolívar (1963), reinterpretados por R. Mauvois. Sección K-K' (B) construida por Fries (1960); Sección K-K' (C) construida por R. Mauvois.

su base hacia el suroeste de Zacacoyuca mientras que sus niveles superiores se encontrarán al noreste de Tepecoacuilco. Encontrar al noreste de Tepecoacuilco y de Iguala un contacto de las rocas mesozoicas con los niveles superiores de la Formación Balsas es un problema geométrico difícil que Fries (1960) resolvió mediante la falla de Tuxpan, hipotética y supuestamente sepultada, y Bolívar (1963) mediante la prolongación de la misma al suroeste de Cuescontlán. El presente autor considera que el problema se resuelve si se toma en cuenta que la gran estructura monoclinial en la Formación Balsas no se refleja a ningún nivel sobre la caliza del Cretácico Inferior que rodea al Valle de Iguala al norte y noreste. Los pocos datos estructurales en el área a nivel de la caliza de la Formación Morelos, alrededor del extenso afloramiento de la Formación Balsas indican que la caliza tuvo un comportamiento totalmente independiente a los esfuerzos tectónicos que inclinaron el conglomerado, o sea que la caliza no fue sometida a los esfuerzos que inclinaron el conglomerado. La conclusión más verosímil a esta observación es que la caliza no yacía en este lugar cuando se inclinó la Formación Balsas. Además, al norte y noreste de Iguala la forma del contacto entre la Formación Morelos y la Formación Balsas es representativa de una superficie subhorizontal que separa las dos unidades y conserva la más joven debajo de la más antigua. Aquí se debe subrayar la particular minuciosidad con la cual Fries (1960) dibujó el contacto, siguiendo perfectamente un contorno que corresponde estrictamente a la intersección de la superficie topográfica con un plano casi horizontal. De hecho, en el mapa, prácticamente a nivel de todos los pequeños arroyos, el contacto tiene la forma de U o de V que presentarían las curvas de nivel, o los embudos de valles consecuentes al pie de las cuevas. Es muy difícil concebir un sistema de fallas subverticales que adopte un contorno global tan caprichoso para así delimitar un graben.

Los rasgos fisiográficos, subrayados por un desnivel abrupto de la sierra alrededor de todo el valle, no indican en ningún lugar que se esté descubriendo una antigua superficie terciaria de erosión al denudarse el contacto conglomerado-caliza. Además, una superficie antigua de erosión tiende a adoptar globalmente el rumbo de las capas que la cubren. Sin embargo, en este caso, se observa que el contacto entre la Formación Morelos y la Formación Balsas corta sistemáticamente el rumbo de las capas de esta última.

El conjunto de estas observaciones estructurales parece establecer la naturaleza de este contacto como una superficie de traslape, y la del Valle de Iguala como una ventana tectónica abierta al pie del gran testigo constituido por la sierra que incluye el Cerro Tuxpan y la gran estructura anticlinal definida por Fries (1960) como Anticlinal de Coxcatlán.

El área comprendida entre los poblados de Tlaltizapán y Tenextepango se sitúa en el centro de la Hoja Cuernavaca cuya geología fue levantada por Fries (1966; Figura 7). Aquí, otra vez se encuentran elementos de juicio que no dejan duda en lo que respecta a la disarmonía estructural entre la

Formación Balsas y la caliza cretácica y en lo que respecta a la separación de las dos unidades por un plano estructural subhorizontal.

En la Formación Balsas, a pesar de las pocas mediciones anotadas se pueden establecer los rasgos estructurales principales en los siguientes lugares: 1) en la falda nororiental del Cerro Amarillo entre Ticumán y Nopalera, 2) al pie de los cerros Aguacate y Jumil, entre el lomerío al oeste y noroeste de Moyotepec, y 3) al este de Xalostoc en los cerros Iglesia Vieja y San Juan. Antes que todo, en estas tres zonas de afloramiento, aparentemente aisladas, un rasgo fundamental salta a la vista, es el estricto paralelismo del rumbo de los estratos, rumbo que se conserva a lo largo de más de 20 km entre la primera zona de afloramiento mencionada y la tercera, con valores entre N 10°W y N 30°W. Si se toma en cuenta la disposición irregular de las fallas hipotéticas establecidas por Fries (1966) en el área, podría preguntarse si es posible que varios bloques inclinados por estas fallas y aislados entre las sierras de rocas mesozoicas, conserven este rasgo tan constante en su estructura interna.

En la falda del Cerro Amarillo, seis mediciones indican la inclinación hacia el oeste-suroeste de cerca de 1,000 m de sedimentos detríticos con un echado muy regular entre 15° y 20°; mientras que al pie de los Cerros Aguacate y Jumil, 3 mediciones de echados señalan una mayor inclinación hacia el este-noreste con valor de 30°-35°. Existe la probabilidad de que estas dos zonas correspondan a los flancos de un amplio anticlinal ligeramente asimétrico. Por su aislamiento, la zona de afloramiento en los Cerros Iglesia Vieja y San Juan, se puede interpretar simplemente como una estructura monoclinial que presenta una débil inclinación de 10° hacia el este en, aproximadamente, 300 m de sedimentos detríticos.

Una vez establecidos estos rasgos estructurales en la Formación Balsas deben ser comparados con los que quedaron impresos en la caliza mesozoica. Fries (1966) definió con gran precisión estas estructuras como por ejemplo los sinclinales del Cerro Jumil y de Cerro Prieto y el anticlinal que los separa. Las direcciones estructurales definidas tanto por los ejes estructurales como por los rumbos de las capas en los flancos de los pliegues indican en general, un solo alineamiento entre N 30° W y N 50° W. Particularmente en el caso de los cerros Jumil y Prieto debe subrayarse que los valores de los echados no rebasan de 20°-25° y son menores que los que se presentan en la Formación Balsas en la cercanía.

Estos hechos nuevamente llevan a la conclusión de que no existe ningún nexo entre las estructuras del complejo mesozoico y las del complejo terciario y, más aún, ninguna sobreposición del plegamiento o inclinación del Terciario al plegamiento de las rocas cretácicas de los cerros Jumil y Prieto. Aclaradas estas diferencias de la estructura interna de cada complejo por separado, se debe establecer la naturaleza del contacto entre los dos.

Conviene señalar que algunos aspectos de éste, contradicen nuestra hipótesis general, como por ejem-

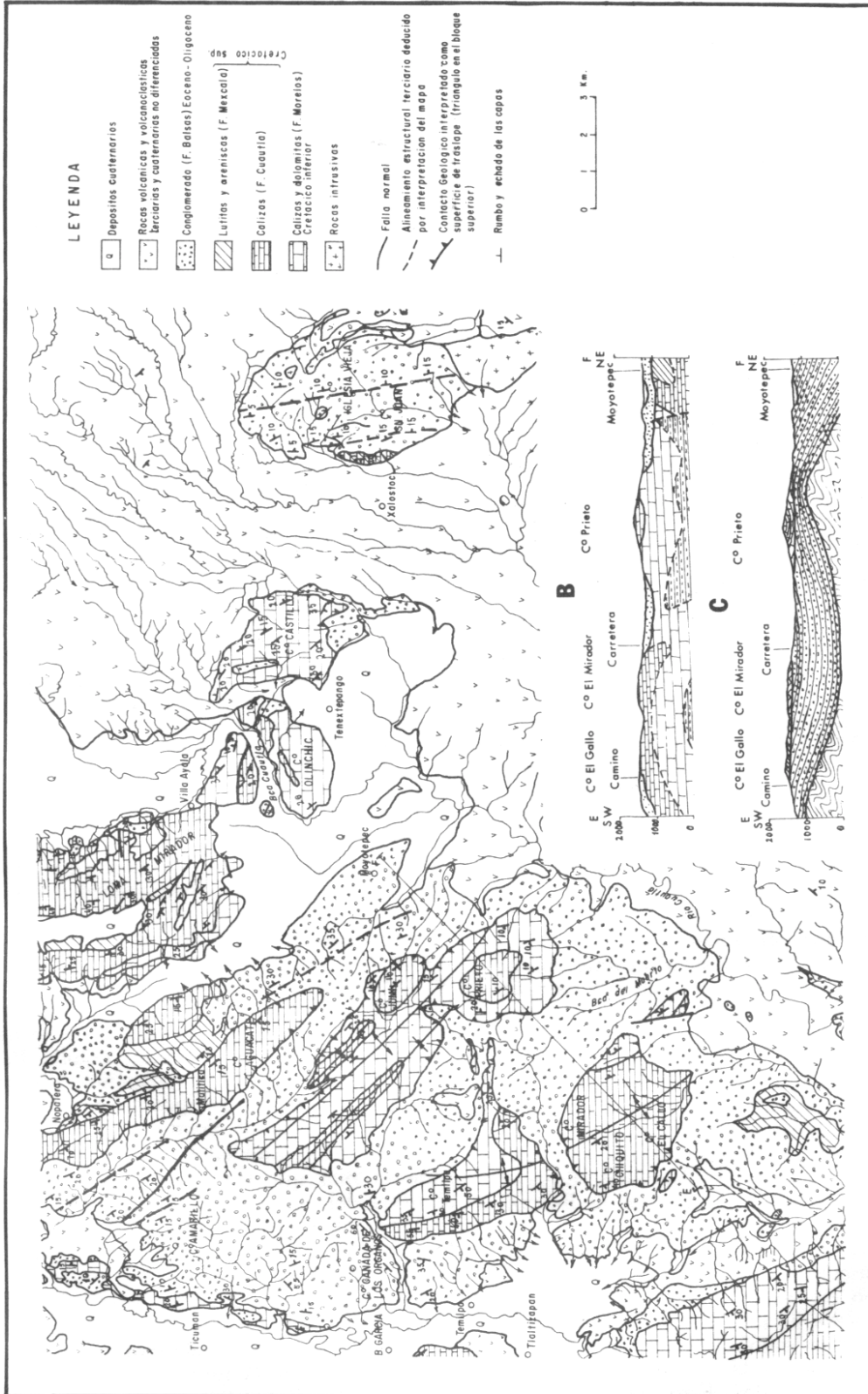


Figura 7.—Mapa geológico y secciones estructurales del área entre Tlaltizapán y Tenextepango, Estado de Morelos, según datos originales de Fries (1966), reinterpretados por R. Mauvois. Sección E-F (B) construida por Fries (1966); Sección E-F (C) construida por R. Mauvois.



plo, lo que se nota en el extremo noroccidental de la estructura sinclinal de Cerro Prieto, en donde, al nivel de 3 arroyitos que corren hacia el oeste, se dibuja una línea a lo largo de la cual parece evidente la posición de la caliza debajo del conglomerado. La pregunta es: ¿Qué tan importantes son estas observaciones frente a las numerosas que indican lo contrario? Falta solamente subrayar el carácter general de la red fluvial que, como en todos los casos de predominio de una estructura horizontal, no presenta dirección definida y corta a esta estructura, en este caso, al contacto caliza-conglomerado, prácticamente a un mismo nivel topográfico; falta también mencionar las numerosas formas en V en el plano que se asemejan a los "embudos de valles consecuentes" que caracterizan los relieves de cuesta, y falta poner en evidencia algunas anotaciones del mapa como "Cañada de los Organos" y "Barranca del Muerto" que indican un profundo corte en la secuencia detrítica sin que aparezcan capas sepultadas de la caliza de los afloramientos cercanos.

Así se confirma en esta área la existencia de una superficie estructural en un plano subhorizontal debajo del cual encontramos la potente Formación Balsas inclinada y plegada a lo largo de una dirección casi norte-sur y encima del cual se conservaron los cerros Matitica, Aguacate, Jumil, Prieto, Temilpa, Mirador, Chiquito y El Gallo como relictos o partes de un gran testigo de caliza que se denomina Testigo de Temilpa en el cual se conservaron estructuras alóctonas de orientación noroeste-sureste.

Los datos relativos al área entre Tehuacán y San Juan Raya se obtuvieron de las figuras 1-5-6-7-8-9-10-11-12-13 que ilustran la excursión A-11 del 20° Congreso Geológico Internacional. Los datos levantados por Calderón-García (1956) se presentan aquí en una restitución al 1:100,000 (Figura 8). Este mapa, debido a la precisión de su levantamiento, a la densidad de información y a la objetividad de las interpretaciones estructurales que contiene, es sin lugar a duda el mejor ejemplo para ilustrar los criterios estructurales que se utilizan para establecer la presencia de una estructura de traslape.

El contacto que inmediatamente llama la atención es el que rodea los numerosos afloramientos de caliza de la Formación Cipiapa que por una extraña coincidencia se correlaciona con la Formación Morelos, principal componente de los testigos establecidos antes. A lo largo de este contorno la caliza de la Formación Cipiapa yace indistintamente en contacto con esquistos metamórficos, rocas del Jurásico, la Formación Zapotitlán, los Miembros Agua del Burro y Agua del Cordero de esta misma (?), una gran extensión de la Formación San Juan Raya y la Formación Tehuacán, equivalente de la Formación Balsas. Este contacto, además, corta a otros contactos geológicos y a las direcciones estructurales bien definidas que se observan tanto en la misma Formación Cipiapa, como en las otras formaciones. Cual puede ser la naturaleza de un contacto que presenta tan extraño comportamiento? Para establecerla se debe recurrir al análisis y a la interpretación de los diferentes rasgos estructurales. Estos rasgos fueron claramente establecidos por Calderón-García (1956)

en su mapa geológico. Desgraciadamente la interpretación tectónica elaborada por Manuel Alvarez Jr., en la misma Guía (Excursión A-11, 1956), no refleja la situación real que se deduce del mapa.

Alvarez (*in* Calderón-García, 1956, p. 25) anota direcciones diferentes de los pliegues sin subrayar el hecho de que esas direcciones son propias de distintos conjuntos estratigráficos y, lo más extraño, subraya que los sistemas de empuje responsables de esas direcciones, tuvieron una acción conjunta imposible de concebir en términos físicos. El mapa muestra un complejo y fuerte plegamiento del conjunto que encierra la Formación Zapotitlán, con sus miembros (?) Agua del Burro y Agua del Cordero y la Formación San Juan Raya. Este plegamiento se realizó probablemente en varias fases sobrepuestas, marcadas por los pliegues con orientación general de sus elementos estructurales de N 10°W y N 30°W y por el contacto globalmente rectilíneo entre las Formaciones Zapotitlán y San Juan Raya, contacto subrayado por el Miembro Agua del Cordero con afloramientos de orientación N 45°E.

Esas dos direcciones estructurales se ven bruscamente truncadas en el contacto con la caliza de la Formación Cipiapa en la cual se desarrollan estructuras completamente oblicuas y a veces perpendiculares. Es el caso por ejemplo del Cerro Gordo con sus estructuras orientadas al NNE-SSW, en clara oposición a las que se establecen en las inmediaciones entre San Juan Raya y San Lucas Teteletitlán, en las Formaciones Zapotitlán y San Juan Raya. Es también el caso que se observa a nivel de los cerros Encinal o Tarántula y Pajarito en donde las direcciones estructurales en la caliza son casi perpendiculares a las que se observan en las Formaciones Zapotitlán y San Juan Raya.

Por ser en esta área, la caliza más joven que estas dos formaciones, se debe subrayar particularmente que los rasgos estructurales, claramente impresos en la caliza, no se sobrepusieron a los de las formaciones más antiguas. Esto excluye una posible interpretación de la separación entre los dos conjuntos como contacto estratigráfico con discordancia angular.

Además, a pesar de los pliegues que afectan las rocas que separa, el contacto sigue siendo la intersección de un plano subhorizontal con la superficie topográfica como lo ilustra claramente el área cercana a San Juan Raya en donde se destacan los cerros Gordo, Piedra de León, Zotolín Pascual, Garibay, Mezquite y otros pequeños que son simplemente una serie de testigos calizos cuya estructura interna denuncia su aloctonía.

Una vez establecido este rasgo fundamental, interesa más que todo aclarar la relación existente al nivel del contacto entre la caliza y las rocas de la Formación Tehuacán. En el mapa de Calderón-García (*op. cit.*) este contacto se sigue a lo largo de más de 10 km al oeste de Tehuacán a orilla del valle, lo que nos deja un margen suficiente para juzgar de su naturaleza.

Antes que todo, se observa la posición indudable de la Formación Tehuacán directamente encima de la Formación Zapotitlán, posición evidente a lo largo de los arroyos que fluyen hacia San Antonio

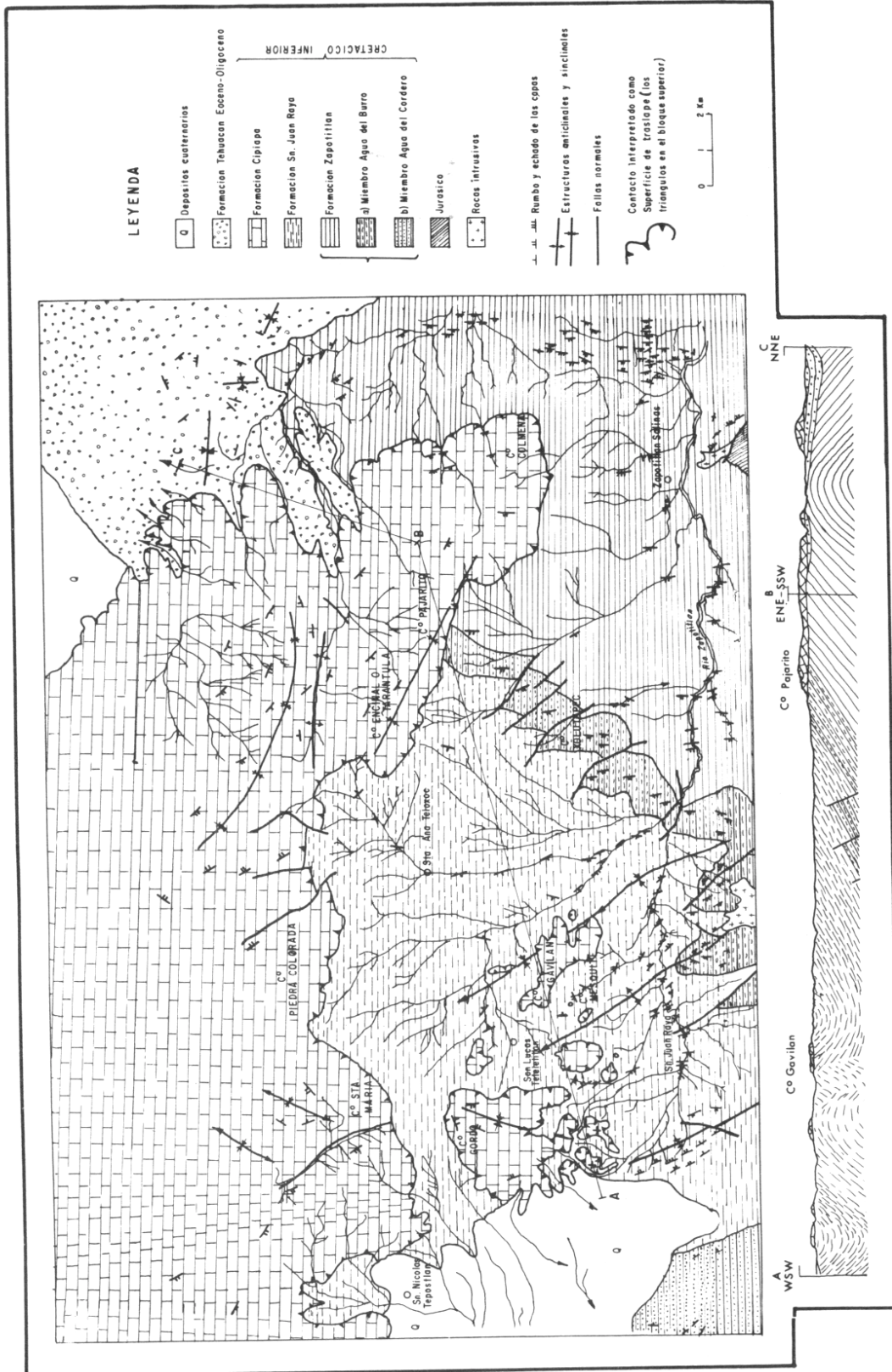


Figura 8.—Mapa geológico y sección estructural de la región de Zapotitlán-San Juan Raya, Estado de Puebla, según datos originales de Calderón-García (1956), reinterpretados por R. Mauvois.

Texcala. En esta área el contacto basal de la Formación Tehuacán refleja claramente la posición prácticamente horizontal de las capas pero no los ligeros buzamientos observados y que permitieron que Calderón-García (*op. cit.*) definiera pequeños sinclinales que a pesar de todo presentan en su mayoría una orientación global de sus ejes WNW-ESE. No obstante esta superficie basal y las estructuras sinclinales son suficientes para indicar que el contorno de la Formación Cipiapa pone en contacto la caliza con varios niveles de la misma Formación Tehuacán: su base y niveles más jóvenes que afloran en el núcleo del sinclinal establecido 8 km al WSW de Tehuacán.

Ahora bien, en el mapa, tomando en cuenta la forma del contacto, que muestra claramente 5 a 6 profundos "embudos de valles consecuentes" al pie de la sierra, algunos de 1 a 2 km de largo, "embudos" en los cuales se adivina la penetración de las rocas terciarias debajo de la caliza, llegamos, otra vez, a la conclusión que, desde el punto de vista estructural, el contacto global de la Formación Cipiapa corresponde a una superficie subhorizontal de traslape que se estableció después del depósito y del ligero plegamiento de la Formación Tehuacán.

Estas conclusiones establecen la existencia de la Cobijadura de Tehuacán que abarcaría, además de la sierra al este de Tehuacán, los pequeños testigos tectónicos definidos entre San Juan Raya y San Lucas Teteletitlán.

Se menciona el área de Zimapán-Tamazunchale solamente para indicar que no se puede excluir la existencia, inmediatamente al norte del Eje Neovolcánico, de estructuras de la naturaleza y de edad de las que se han establecido al sur. Las fuentes de información que se tuvieron a la mano son demasiado esquemáticas para permitir sacar una conclusión definitiva, pero establecen una serie de hechos que podrían apegarse a los criterios estructurales que se usaron en las otras áreas. Los datos que se han analizado se encuentran principalmente en las figuras 10 y 12 que ilustran las Excursiones A-14 y C-6 del 20° Congreso Geológico Internacional (Bodenlos *et al.*, 1956), figuras que fueron realizadas por Bodenlos, Segerstrom, Simons y Mapes; y en la figura 2, mapa geológico, que se incluye en el Boletín 40 del Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales por Simons y Mapes (1957).

En los alrededores de Zimapán, Edo. de Hidalgo, se vuelven a encontrar estructuras claras a nivel del conglomerado de la Formación El Morro que se considera equivalente a la Formación Balsas (Figura 9). Las inclinaciones anotadas en este complejo varían de 10° a 60° particularmente en el flanco sur-occidental del gran pliegue sinclinal asimétrico que rodea el Río Tolimán y su afluente La Barranca del Malacate. Este flanco define una dirección estructural mantenida a lo largo de más de 12 km con un rumbo NW-SE. Los cortes que acompañan el mapa geológico (Simons y Mapes, *op. cit.*), indican claramente además que la secuencia volcánica agrupada en la Formación Las Espinas fue igualmente afectada en el pliegue cenozoico. El espesor del conjunto plegado varía según los cortes entre 300 y 600 m.

Esta estructura sinclinal es particularmente ilustrativa por el hecho de que las grandes fallas posteriores al emplazamiento de la secuencia volcánico-detritica continental no provocan la inclinación de los bloques vecinos. Todo parece indicar que, salvo una excepción anotada en el texto (Simons y Mapes, 1957, p. 91), en la cercanía de la Falla del Malacate, con un salto evaluado a más de 500 m, las capas terciarias conservan una posición subhorizontal en el flanco nororiental del pliegue. Mientras tanto, las fuertes inclinaciones del flanco sur-occidental no parecen encontrarse en la zona de influencia de alguna falla de esta naturaleza.

El sinclinal de Zimapán corresponde indudablemente al último acto de plegamiento registrado en el área. Toda estructura globalmente horizontal o subhorizontal en la región debe corresponder a fenómenos posteriores a este plegamiento. Estructuras horizontales se encontrarán seguramente en los sedimentos cuaternarios. Como explicar su presencia entre rocas mesozoicas? Una falla inversa o falla de empuje fue establecida en el Cerro de Daxi a 5 km al suroeste de Zimapán. Esta falla separa la caliza de la Formación El Doctor, correlacionada con las Formaciones Morelos y Cipiapa, de las rocas del Cretácico Superior y mantiene la primera encima de las otras. Es una de las estructuras subhorizontales. Así lo interpretaron Simons y Mapes (ver corte BB') y en forma similar se deduce al observar en el mapa, al pie del Cerro de Daxi y adelante del contacto bastante irregular, un testigo completamente aislado. Sin poder juzgar la extensión del fenómeno en este lugar, se puede por lo menos establecer su naturaleza y su edad: se trata de un traslape de la caliza posterior al plegamiento o inclinación de la secuencia volcánico-detritica. Esta observación induce a emitir fuertes dudas respecto a la naturaleza del contacto tectónico tan particular que separa la caliza de la Formación El Doctor de las rocas volcánicas de la Formación Las Espinas al norte de Zimapán. Este contacto fue interpretado por Simons y Mapes (1957) como un sistema complejo de fallas normales que rodean completamente lo que bien podría ser un testigo calizo 8.5 km al noreste de Zimapán por la Carretera Panamericana.

A diferencia de las zonas anteriores, en el área de Tamazunchale, San Luis Potosí, yacen únicamente rocas terciarias marinas. Esta diferencia no impide la existencia de rasgos estructurales similares a los que se evidencian a nivel de los afloramientos del Terciario Continental. La Figura 10 de la Excursión A-14 C-6 (Bodenlos *et al.*, 1956) esboza los principales caracteres geológicos establecidos desde entonces entre Tamazunchale y Ciudad Valles. Esa figura muestra particularmente la presencia, al oeste y noroeste de Tamazunchale, de una zona continua de fallas inversas que aparentemente corresponden al frente de cabalgadura de la Sierra Madre Oriental sobre la depresión costera del Golfo. Estas fallas inversas ponen en contacto, rocas del Jurásico y del Cretácico Inferior con rocas del Cretácico Superior y del Terciario. Por ejemplo entre los poblados de Huichihuayán y San Juanito, 32 km al norte de Tamazunchale, a orillas del Río Huichihuayán, se observa en el mapa, directamente en el con-



Figura 9.—Mapa geológico simplificado y sección estructural del área de Zimapán, Estado de Hidalgo, según datos originales de Simons y Mapes (1957), reinterpretados por R. Mauvois.

tacto tectónico, la presencia de afloramientos de las Formaciones Velasco y Tanlajas (siendo la última una secuencia de tipo flysch) en la base del Grupo Chicontepec de edad Paleoceno-Eoceno. Bonet en la guía (Bodenlos *et al.*, 1956, p. 104) al describir este lugar apunta: "... podrá observarse un cabalgamiento de las calizas Taninul del Cenomaniano sobre las areniscas Chicontepec del Eoceno". Esta observación se confirma al seguir los contactos geológicos que dibujan estructuras anticlinales y sinclinales que afectan aún a la Formación Chalma del Grupo Chicontepec del Eoceno. En el mapa estas estructuras de orientación NW-SE se observan claramente recordadas por el contacto tectónico subhorizontal. Así se establece indirectamente el emplazamiento de la estructura tangencial en un evento que se produjo indudablemente después del plegamiento de la Formación Chalma, plegamiento que por su misma orientación pudo haber sido contemporáneo del que hemos establecido en las rocas terciarias del área de Zimapán.

#### EXAMEN Y CRITICA DE LOS CONCEPTOS ESTRUCTURALES RELATIVOS AL TERCIARIO DEL AREA

Los dos últimos ejemplos analizados (Simons y Mapes, 1957, área de Zimapán y Bodenlos *et al.*, 1956, área de Tamazunchale), utilizan fallas inversas y establecen desde 1956 caracteres tangenciales de las dislocaciones que afectaron a las rocas mesozoicas.

Los primeros conceptos relativos a cobijaduras de edad terciaria media a tardía en el área fueron expresados por Rast y colegas (1970) en los "Resultados Geológicos, Estratigráficos y Estructurales de un recorrido a lo largo de la Carretera Federal 190. Izúcar de Matamoros, Pue. y algunas localidades adyacentes".

En esa nota (Rast *et al.*, *op. cit.*), al referirse a la secuencia mesozoica se dice:

"... los afloramientos representan una serie de bloques aislados, generalmente rodeados de rocas metamórficas, lo que se explica mediante una cobijadura de gran tamaño cuyo desplazamiento fue desde el suroeste... Los mejores ejemplos de este fenómeno están representados por el lineamiento mesozoico que va de Petlalcingo al área de Santa Cruz-Texcalapa, ahí la secuencia mesozoica con rumbo noroeste y con inclinaciones suaves está fallada transversalmente, y termina abruptamente en sus dos extremos.

Otro bloque similar está representado por el lineamiento Huajuapán de León hacia Chila y Ayuquila, el cual también en ambos extremos está afectado por fallas transversales, en este caso la cobijadura, de edad terciaria media a tardía, está expuesta en la cañada de uno de los afluentes del Río Mixteco, al cruzar la carretera Huajuapán-Tonalá".

Estas afirmaciones corresponden indudablemente a observaciones directas de campo. Pero la simple enumeración de tales hechos no es argumento suficiente para convencer de su existencia. No obstante en el curso de la exposición se ven elementos cuya utilización pudo haber sido decisiva. Por ejemplo se subraya que: "El principal factor que ha controlado la fisiografía actual ha sido la cabalgadura del lineamiento mesozoico sobre la secuencia permotriásica, el basamento metamórfico y parte de la

secuencia terciaria temprana y media". ¿Cuáles son los caracteres fisiográficos observados? ¿Cómo se destaca la cabalgadura entre los rasgos fisiográficos? ¿Dónde se observa la cabalgadura sobre parte de la secuencia terciaria? Esas preguntas no tienen respuesta en el texto citado (Rast *et al.*, *op. cit.*). Otros elementos se destacan al describir la secuencia terciaria: por ejemplo se establecen claramente varios rasgos estructurales como "la gran estructura anticlinal de Tlancuatpican" cuyos flancos están constituidos por unidades del Terciario, en el área de Izúcar de Matamoros.

También se menciona en el área de Amatitlán que la secuencia terciaria "se encuentra plegada al suroeste de Ayuquila"; lo mismo "en los alrededores de Peña Colorada, en el camino hacia Tlapa y Chilpancingo, Gro." donde "la secuencia terciaria está sumamente plegada" y "en los alrededores de Mariscala, Oax.", donde "la secuencia ha sido plegada en un sinclinal de considerables dimensiones". Esas anotaciones, solas, reflejan únicamente el plegamiento; puestas en el contexto estructural de toda la zona, confirmarían definitivamente la cabalgadura de edad terciaria media o tardía en esas partes.

Por otra parte Rafael Rodríguez-T., (comunicación personal, 1976) afirma que sus observaciones le permiten concluir en la presencia de un traslape de la caliza en una fase del Terciario medio o tardío precisamente en las áreas de San Juan Raya, Puebla y Cacahuamilpa, Guerrero, con el uso de criterios esencialmente estratigráficos al parecer.

Estas opiniones originales, al coincidir en sus conclusiones con la hipótesis expuesta y argumentada en este trabajo, en base a métodos y criterios diferentes, refuerzan esta y amplían el área en la cual se debe comprobar la existencia de superficies de traslape de la secuencia mesozoica en una fase posterior al plegamiento de la molasa terciaria y, encima de ella.

En oposición, la totalidad de los estudios del área publicados hasta la fecha, tienden a negar todos los caracteres estructurales que se señalan en este trabajo.

Se llega a dudar de la inclinación tectónica de las capas cenozoicas. Simons y Mapes (1957, p. 50) insisten en afirmar: "Los actuales echados... aparentan ser en su mayoría los originales". Es sabido que solamente los depósitos de talud en la falda de los cerros pueden presentar inclinaciones originales de alrededor de 35° con una estratificación generalmente muy irregular. En este caso, cuando la extensión de los afloramientos alcanza decenas de kilómetros, y cuando se observa una clara estratificación de capas que en su conjunto superan centenares de metros de potencia se debe rechazar la hipótesis de que se trate de derrubios al pie de los cerros cercanos. Todas las descripciones (litología, espesor del conjunto, extensión de los afloramientos, regularidad del comportamiento estructural) concuerdan en indicar que la molasa continental de las Formaciones Balsas, Tehuacán, El Morro, etc. se depositó originalmente en capas subhorizontales.

Otra tendencia consiste en refutar el plegamiento cenozoico. Fries (1960, p. 97) afirma:

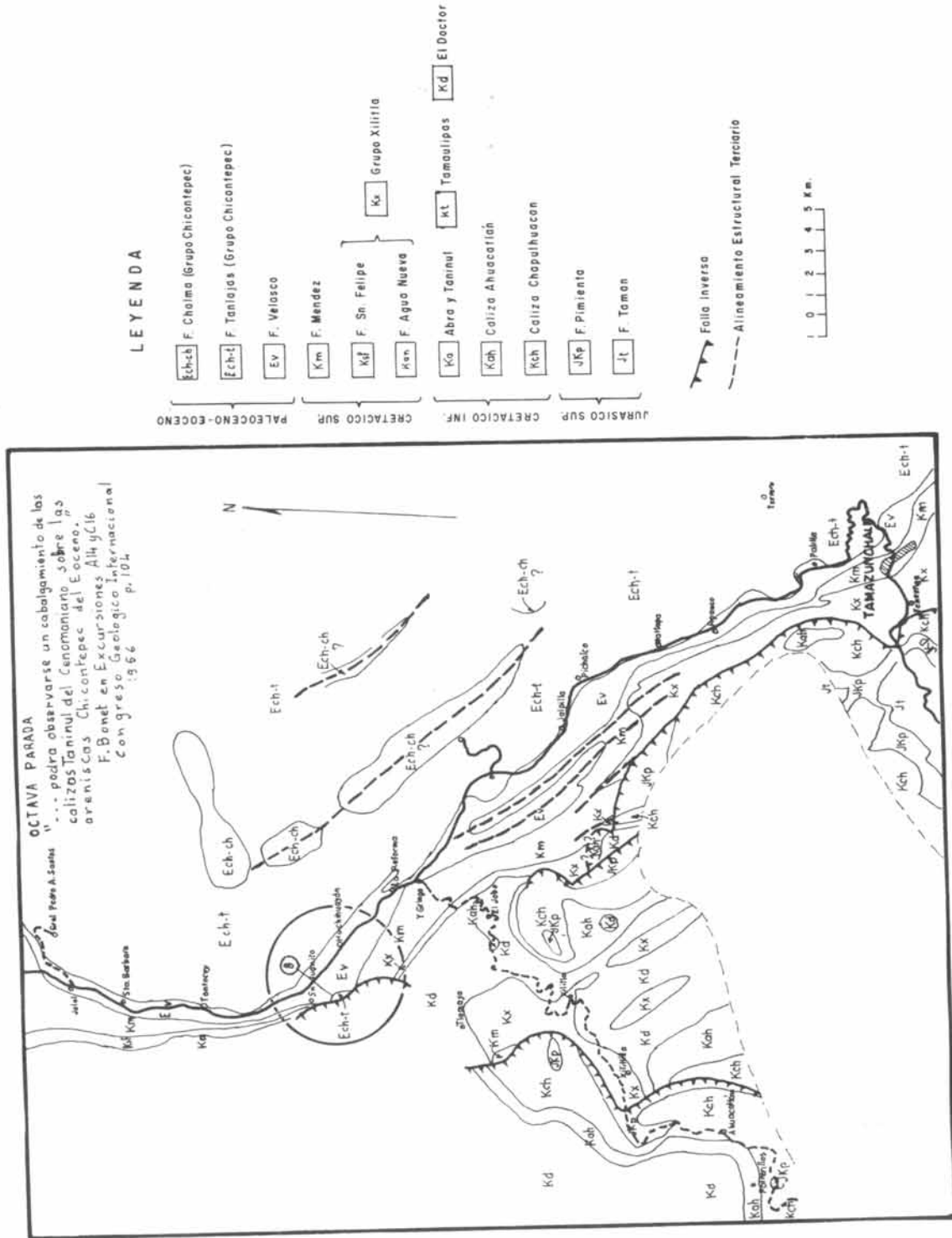


Figura 10.—Mapa geológico del área al norte de Tamazunchale, Estado de San Luis Potosí, según datos originales de Bodenlos y colegas (1956), reinterpretados por R. Mauvois.

"No se notaron en la región cartografiada pliegues estrechos o siquiera pliegues distinguibles en la escala de un afloramiento, ni tampoco en otra parte del centro de México. La estructura podría adscribirse, por consiguiente, a la inclinación de bloques fallados o al combamiento sinclinal amplio".

Si por combamiento se entiende la ligera flexura de las capas, porqué no emplear aquí el término propiamente geológico de pliegue cuando observamos como lo nota Fries (1960, p. 97), que "son escasos los buzamientos menores que  $10^\circ$  y un promedio quedaría quizás entre  $20^\circ$  y  $30^\circ$ , con inclinaciones locales hasta de  $70^\circ$  o más...", lo que desmiente la ligera flexura y establece la existencia de profundas estructuras.

Además, la noción "bloque fallado" supone por una parte la existencia de un bloque y por otra la de fallas. Un bloque, a su vez, supone límites bien definidos, que pueden ser fallas, superficies de erosión, contactos estratigráficos; todas esas superficies que por complejas que sean son bien materializables y susceptibles de una determinada representación gráfica de acuerdo a sus características estructurales y a las reglas de la geometría descriptiva y no expresadas desordenadamente. En cuanto a las fallas, deben ser reales, no hipotéticas. Los "bloques fallados" de Fries por carecer de estas características, objetivamente, no existen.

Además, la hipótesis de los bloques inclinados por falla, generalmente aceptada hasta la fecha, lleva a veces a serios errores de interpretación estructural. Por ejemplo Fries (1960, p. 97) subraya con insistencia y precisión que "... en los sitios donde el Grupo tiene mucho espesor, se observa que los buzamientos se hacen más débiles progresivamente hacia arriba en la sucesión..." Su interpretación de tales hechos se expresó en los siguientes términos (Fries, *et al.*, 1956, p. 46):

"No se puede eludir la conclusión de que el depósito... se debió en gran parte y en relación proporcional al hundimiento de los bloques afallados, porque de otra manera no se podría explicar el gran espesor local... y la disminución en los buzamientos desde su parte inferior a la superior".

Abriendo un paréntesis respecto al espesor de los depósitos referidos, se debe hacer notar, otra vez, que, contrariamente a las interpretaciones, los mapas sistemáticamente reflejan una gran potencia general y no local, lo que correspondería más bien al hundimiento de una sola cuenca. En cuanto al buzamiento, se sabe que, a menos que las fallas hayan conservado una actividad continua durante muy largo tiempo, lo que es muy difícil de concebir, se tendría necesariamente que haber encontrado, por lo menos en algún nivel, alguna discordancia angular. Ninguna publicación revela tal hecho; pero podemos fácilmente concebir que en un amplio pliegue sinclinal abierto y paralelo existe forzosamente, una disminución progresiva de los buzamientos hacia el núcleo; en general, hacia las capas más recientes (Figura 11). Por corresponder esta observación exactamente a la descripción de Fries, es permitido, entonces, pensar que en realidad se observaron pliegues de este tipo que no fueron interpretados como tales por estar todavía en parte sepultados debajo de la superficie de traslape. Esta regla de la dismi-

nución progresiva de las inclinaciones hacia las capas superiores es precisamente un criterio que se debe utilizar para identificar las zonas axiales de las amplias estructuras anticlinales y sinclinales que se observan en las rocas del Terciario.

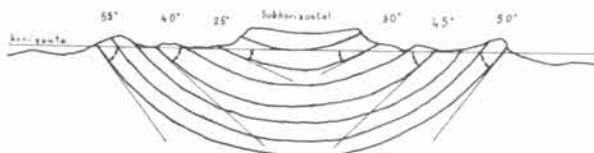


Figura 11.—Sección esquemática de un amplio pliegue sinclinal paralelo y abierto, mostrando la disminución progresiva de la inclinación de los estratos hacia el núcleo.

Cuando se ven contradicciones, como las que se señalaron entre observaciones tan precisas e interpretaciones, es permitido pensar que la insistencia en negar sistemáticamente el plegamiento de la secuencia volcanodetrítica eoceno-oligocénica, se deriva más que de la observación de los hechos, del compromiso con una teoría preestablecida como la que insiste en restringir el plegamiento del centro de la República Mexicana a la fase tectónica laramídica.

Hoy día se confirma el plegamiento probablemente miocénico desde Coahuila (Tardy, 1973) hasta Chiapas (R. Gutiérrez-Coutiño y J. C. Carfantán, 1976, comunicación personal).

#### CONCLUSIONES

En resumen, se ha tratado de señalar con los ejemplos analizados, que la demostración del plegamiento probablemente miocénico y consecuentemente el desciframiento de las profundas estructuras terciarias son pasos fundamentales e indispensables en el establecimiento de los rasgos estructurales principales. Solamente así, se evidencia la total independencia estructural de algunas unidades, en el caso particular, de la potente caliza del Cretácico Inferior, al plegamiento probablemente miocénico. Llegar a esta conclusión es esencial para probar definitivamente que no hubo sobreposición de la fase tectónica, probablemente miocénica, sobre la caliza y consecuentemente confirmar también la aloctonía de ésta. Cuando la aloctonía se confirma mediante la revelación de la superficie subhorizontal que la propició, se llega a la precisa diferenciación de testigos tectónicos.

Al establecer estas relaciones se está plenamente consciente de los múltiples problemas que se derivan de tales conclusiones, los cuales quedan sin resolver. Aún no se sabe con precisión la edad, la extensión, ni el origen del fenómeno que se revela con el análisis estructural de pequeñas áreas aisladas. Falta todavía mucho trabajo, particularmente de campo, para confirmar su naturaleza, desde todos los puntos de vista geológicos.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Bodenlos, A. J., Bonet, Federico, Guzmán, E. J., y Segerstrom, Kenneth, 1956, Estratigrafía del Cenozoico y del Mesozoico a lo largo de la carretera entre Reynosa, Tamps. y México, D. F.; Tectónica de la Sierra Madre Oriental; Vulcanismo en el Valle de México: México, D. F., Cong. Geol. Internal., 20, Libro-guía de las excursiones A-14 y C-6, 323 p.
- Bolívar, J. M., 1963, Geología del área delimitada por Tomatal, Huitzuc y Mayanalán, Estado de Guerrero: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 69, 35 p.
- Calderón-García, Alejandro, 1956, Estratigrafía del Mesozoico y tectónica del sur del Estado de Puebla; Presa de Valsequillo, Sifón de Huexotitlanapa y problemas hidrológicos de Puebla: México, D. F., Cong. Geol. Internal., 20, Libro-guía de la excursión A-11, 91 p.
- Demant, Alain, Mauvois, Roger, y Silva-Mora, Luis, 1975, Reconocimiento geológico de las Hojas Morelia y Maravatío, escala 1:100,000, Estado de Michoacán: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, informe inédito.
- Fries, Carl, Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 60, 236 p.
- 1966, Hoja Cuernavaca 14Q-h(8), con Resumen de la geología de la Hoja Cuernavaca, Estado de Morelos: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Carta Geol. México, Serie de 1:100,000, mapa con texto.
- Fries, Carl, Jr., Bohnenberger-Thomas, Otto, Cserna, Zoltan de, y Pérez-Siliceo, Rafael, 1956, Geología a lo largo de la carretera entre México, D. F. y Acapulco, Gro., vía Taxco, Gro. y Chilpancingo, Gro. Geología de los alrededores de Acapulco, Gro. Los yacimientos de dolomita de El Ocotito, Gro.: México, D. F., Cong. Geol. Internal., 20, Libro-guía de las excursiones A-9 y C-12, 154 p.
- Mauvois, Roger, Demant, Alain, y Silva-Mora, Luis, 1976, Estructuras terciarias en la base del Eje Neo-Volcánico (Ejemplo de la Depresión Tzitzio-Huetamo, Edo. de Michoacán): Acapulco (México), Cong. Latinoamericano de Geología, 3, Mem., (en prensa).
- Pantoja-Alor, Jerjes, 1959, Estudio geológico y reconocimiento de la región de Huetamo, Estado de Michoacán: Cons. Recursos Nat. No Renovables (México), Bol. 50, 36 p.
- Rast, Nicholas, Rodríguez-Torres, Rafael, Ruiz-Castellanos, Mario, Rothemberg, Laura, y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1970, Resultados geológicos, estratigráficos y estructurales de un recorrido a lo largo de la Carretera Federal 190; Izúcar de Matamoros, Pue. y algunas localidades adyacentes: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, informe inédito.
- Simons, F. S., y Mapes-V., Eduardo, 1957, Geología y yacimientos minerales del distrito minero de Zimapán, Hidalgo: Inst. Nal. Invest. Recursos Minerales (México), Bol. 40, 282 p.
- Tardy, Marc, 1973, Les phases tectoniques du secteur transverse de Parras, Sierra Madre Orientale, Mexique: Bull. Soc. Géol. France, ser. 7, v. 17, p. 77-87.