

GEOLOGÍA DEL CUERPO SERPENTINÍTICO DE TEHUITZINGO, ESTADO DE PUEBLA – INTERPRETACIÓN PRELIMINAR DE SU EMPLAZAMIENTO

Enrique Alberto Carballido-Sánchez¹
y Luis Alberto Delgado-Argote²

RESUMEN

En la vecindad de Tehuitzingo, Estado de Puebla, aflora una secuencia básico-ultrabásica, de aproximadamente 7 km de longitud, la cual es considerada como una de las más grandes, en su tipo, del sur de México. Esta secuencia está formada por una serie compleja de esquisto de serpentina, asociada con diques espilitizados y metagabros, cuyo emplazamiento parece estar relacionado con, por lo menos, dos eventos principales de serpentización (casi en un 100%). El carácter químico de este cuerpo serpentinitico es de tipo harzburgítico, y se asume éste como la composición del protolito del mismo.

Con base en sus relaciones estructurales y de contacto con las unidades que encajonan a este cuerpo, se considera que la distribución temporal más probable del proceso de serpentización esté comprendida durante un período que va del Cretácico Tardío al Paleógeno (?). Según las características descritas en este estudio, el proceso se inició bajo un régimen compresivo que serpentizó mecánicamente a la masa harzburgítica. Después, y probablemente asociado con hidrotermalismo, un segundo evento serpentizó al cuerpo ultrabásico mediante la adición de agua. Se estima que la serpentización total de esta secuencia generó un incremento de volumen y una pérdida de densidad de 44 y 24%, respectivamente. De esta manera, se interpreta que el efecto dinámico de estos cambios físicos produjo un estilo de emplazamiento para la masa serpentinitica plástica de tipo diapírico, yuxtaponiéndola a lo largo de fallas inversas de ángulo variable a la Formación Tecomate (?), de afinidad metasedimentaria. Esta mecánica de emplazamiento se evidencia, también, por las actitudes, principalmente verticales, de los planos axiales, obtenidas en el análisis estructural elaborado para esta secuencia.

Los eventos más recientes en el área de estudio, están representados por la Formación Tehuitzingo, de afinidad lacustre, y por un depósito conglomerático, con características de actividad neotectónica.

Palabras clave: tectónica, serpentinita, Tehuitzingo, Puebla, México.

ABSTRACT

In the vicinity of Tehuitzingo, State of Puebla, a 7 km long basic-ultrabasic sequence, which is considered to be one of the longest, of its type, in southern Mexico, crops out.

This sequence is formed by a complex series of serpentine schist, associated with spilitic dikes and metagabbros. Its emplacement seems to be related with, at least, two main serpentization events (serpentization is nearly 100%). The chemical character of this serpentinitic body is of harzburgitic type, which is assumed to be the composition of its protolith. On the basis of structure and contact relationships with the surrounding lithologic units, it is considered that the time distribution for the serpentization process occurred from Late Cretaceous to Paleogene (?).

According to the features described in this paper, this process was initiated under a compressive regime that serpentized the harzburgitic mass mechanically. Afterwards, a second episode of serpentization occurred involving the addition of water probably related to hydrothermal activity. It is estimated that the total serpentization of this sequence generated an increase in volume and a density loss of 44% and 24%, respectively. It is interpreted that the dynamic effect of these physical changes, produced a diapiric-like style of emplacement for the plastic serpentinitic mass, juxtaposing it to the metasedimentary Tecomate Formation (?), along variable-angle thrust faults. Additional evidence for this emplacement mechanism are the principally vertical axial-plane solutions obtained from the structural analysis performed on this complex.

The most recent events in this area are represented by the lacustrine Tehuitzingo Formation and by a conglomeratic deposit showing evidence of neotectonic activity.

Key words: tectonics, serpentinite, Tehuitzingo, Puebla, Mexico.

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo tiene como objeto de estudio un cuerpo ultrabásico serpentizado, localizado en las cercanías del poblado de Tehuitzingo. Esta área se encuentra ubicada en la porción centromeridional del Estado de Puebla, entre los

paralelos 18°15' y 18°21'N y los meridianos 98°18' y 98°22'W (Figura 1). Su longitud es de 7.5 km, variando en anchura desde 600 m, en su parte central, hasta 1,500 y 1,600, en el norte y sur, respectivamente. Este cuerpo forma una pequeña sierra de lomas redondeadas y vegetación escasa, cuyas alturas máximas, referidas a la cuenca de Tehuitzingo (parte oriental del área cartografiada), son de 500 m. Esta secuencia se inicia en el poblado de Tlachinola, al norte, y termina en las inmediaciones de Atopotitlán, al sur, a 10 km al SW de Tehuitzingo. Dicho cuerpo se encuentra limitado al W y SE por una secuencia de arenisca feldespática intercalada con limolita, metatoba

¹ Instituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04510 D. F., México. Dirección actual: Geology Department, Tulane University, New Orleans, 70118, LA, USA.

² Instituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510 D.F., Dirección actual: CICESE, Av. Espinoza No. 843, 22800 Ensenada, Baja

y semipelita carbonosa, incluyendo un horizonte de metaconglomerado. Por sus características litológicas y en comparación con las descripciones hechas por Ortega-Gutiérrez (1975), se propone a estas unidades como correlacionables con la Formación Tecomate, cuya facies metamórfica general es de esquisto verde de grado bajo. Esta secuencia metasedimentaria constituye la unidad encajonante principal del cuerpo ultrabásico.

La geología comprendida en el área de la presente investigación ha sido estudiada desde el punto de vista regional por numerosos autores, quienes han analizado especialmente la geología metamórfica premesozoica del área de Acatlán. Salas (1949) denominó a las rocas de edad prejurásica de esta zona como "esquistos Acatlán", y Fries y Rincón-Orta (1965) obtuvieron las edades que las sitúan como paleozoicas. Posteriormente, Rodríguez-Torres (1970) presentó una subdivisión litológica de las unidades que forman el basamento metamórfico de un área de 1,000 km², al occidente de Acatlán. De igual forma, Ruiz-Castellanos (1970) demostró, con base en criterios paleontológicos, la edad paleozoica de las formaciones Acatlán y Tecomate, ubicadas en un área de 500 km² al suroccidente de Acatlán (Mariscala-Amatitlán, Estado de Puebla). Ortega-Gutiérrez (1975) elevó el grado de la Formación Acatlán al de complejo, equivalente a grupo, con base en un reconocimiento geológico de las rocas cristalinas expuestas en el Estado de Puebla y en la parte nororiental del Estado de Oaxaca (Figura 2); dividió al Complejo Acatlán en dos subgrupos petrotectónicos principales, denominados Acateco y Petlacingo, en los cuales se distingue cuatro unidades metasedimentarias y una de origen esencialmente magmático (Tabla 1); consignó, dentro de esta última unidad (Formación Xayacatlán), la presencia de cuerpos ultrabásicos ricos en talco, en las inmediaciones del camino que va de Piaxtla a Tecomatlán; e interpretó a estos cuerpos como parte de una secuencia ofiolítica que representa la zona de sutura entre dos masas continentales hacia el final de un ciclo Wilson (Complejo Acatlán y Complejo Oaxaqueño).

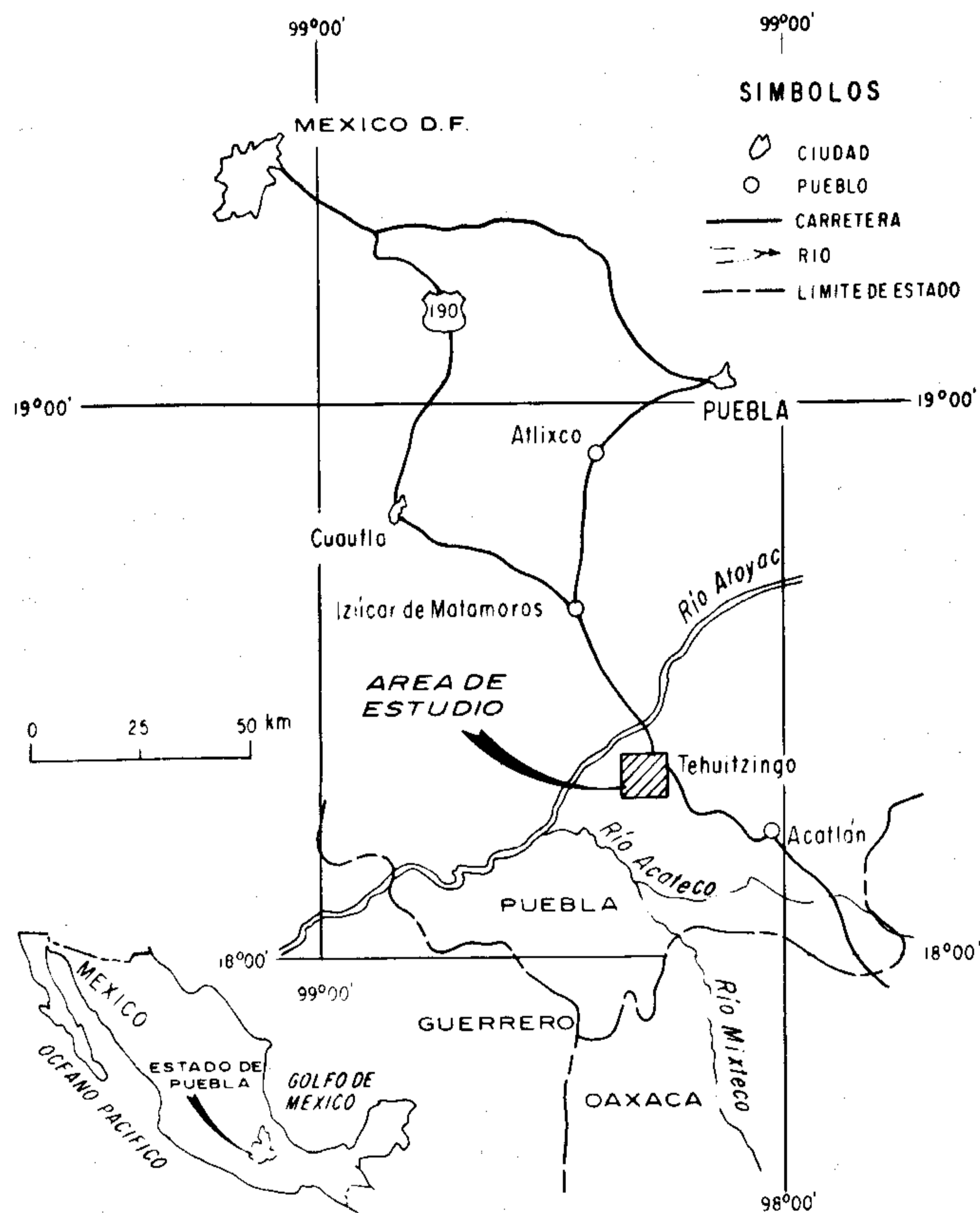


Figura 1.- Mapa de localización geográfica del área de estudio.

El E del área de estudio está constituido por una cubierta sedimentaria del Reciente, que descansa de manera discordante tanto sobre el cuerpo ultrabásico como sobre la secuencia metasedimentaria; está formada por dos unidades principales: una arenosa, de afinidad lacustre, conocida como Formación Tehuitzingo (Calderón-García, 1956), y otra conglomerática, formada por depósitos de talud.

La secuencia ultrabásica se encuentra, en su totalidad, serpentizada e incluye, en sus partes internas, esquisto de serpentina, esquisto de clorita, esquisto de talco y magnetita, serpentinita masiva y diques ultrabásicos también serpentizados. Este estudio tiene como objetivo principal la descripción detallada de la petrografía y mineralogía de esta secuencia, así como el análisis de su estructura interna y relaciones de contacto con el resto de las unidades mencionadas anteriormente. Las características físicas, descritas tanto en el estudio de campo como en el de laboratorio, han sido usadas preliminarmente para interpretar la evolución de su emplazamiento, sin que éste sea el fin central de este artículo; sin embargo, los autores consideran que el modelo de trabajo postulado aquí tiene implicaciones importantes en el estudio de cuerpos serpentizados como el ahora descrito, y que es necesario contar con trabajos más sistemáticos y detallados para su evaluación completa.

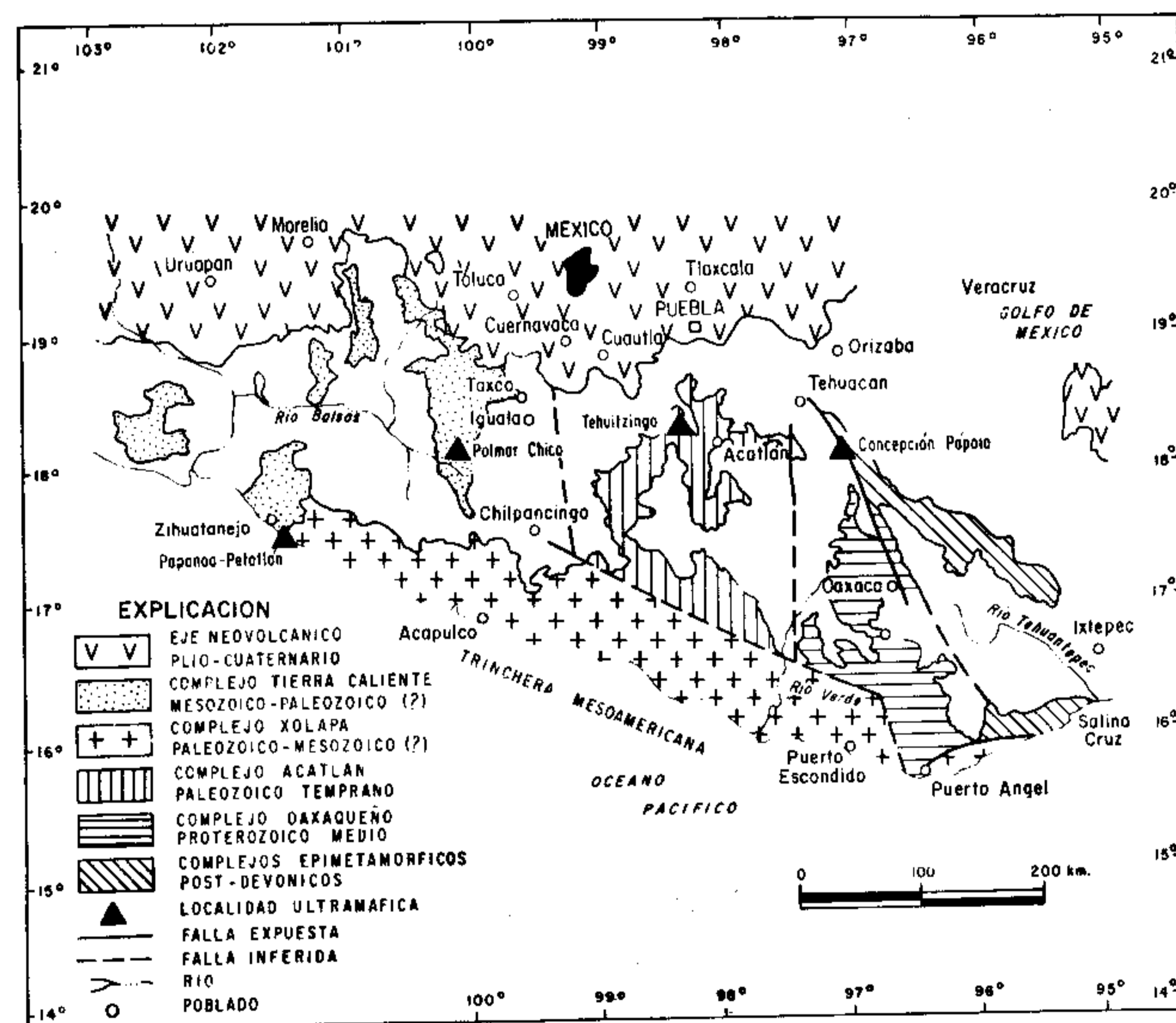


Figura 2.- Mapa de terrenos cristalinos y localidades ultramáficas del sur de México, tomado de Ortega-Gutiérrez (1981b) y Delgado-Argote (1986a).

El único estudio semidetallado que se conoce del área de estudio es el que realizó Solís-Muñoz (1978), quien analizó el cuerpo ultrabásico desde los puntos de vista geológico-minero y geoquímico, obteniendo valores normales de Cr y Ni y localizando algunos prospectos mineros por talco y asbesto. Finalmente, Delgado-Argote (1986a) señaló al área de estudio como una de las 11 localidades básico-ultrabásicas más grandes que se conoce en la República Mexicana, constituyendo,

Tabla 1.- Unidades litoestratigráficas del Complejo Acatlán (según Ortega-Gutiérrez, 1978).

COMPLEJO ACATLAN	DIQUES SAN MIGUEL		
	TRONCO DE TOTOLTEPEC		
	GRANITOIDES ESPERANZA		
	SUBGRUPO ACATECO	METASEDIMENTARIO	FORMACION TECOMATE
		MAGMATICO	FORMACION XAYACATLAN
	SUBGRUPO PETLALCINGO	METASEDIMENTARIO	FORMACION COSOLTEPEC
FORMACION CHAZUMBA			
MIGMATITA MAGDALENA			

además, una de las seis más importantes del sur de México (Figura 2), y siendo de una probable afinidad ofiolítica de postarco (Delgado-Argote, 1986b).

GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

PALEOZOICO

El contacto entre el cuerpo ultrabásico y el grupo metasedimentario está marcado por una yuxtaposición tectónica en zonas de fallamiento inverso, el cual se observa en diversos puntos, como en las barrancas El Zapote (al NW) y Los Venaditos (al W) y, con menor claridad, en los cerros Palo Solito (al W) y El Campeón (al SW). En la mayoría de los casos, este contacto está caracterizado por la presencia de zonas de cizallamiento intenso y flujo plástico en las serpentinas; entre éstas, el desarrollo de asbesto de fibra deslizada (crisotilo) es una particularidad común. En otros casos, la interrupción brusca de estructuras y el cambio en la actitud de los planos de foliación de las serpentinas, son características que tipifican, en buena medida, los límites entre estas dos secuencias. El contacto superior del grupo metasedimentario está señalado por una discordancia erosional: en la parte septentrional, esta unidad se halla sobreyacida por sedimentos lacustres de la Formación Tehuiztingo, mientras que en el centro y el sur se encuentra cubierta por depósitos conglomeráticos locales de talud.

La Formación Tecomate fue definida por Rodríguez-Torres (1970) como una secuencia formada por limolita, grauvaca, conglomerado deformado, arenisca y caliza laminada, cortadas localmente por vetillas de cuarzo, del Paleozoico superior. La formación está afectada en su totalidad por metamorfismo de facies de esquisto verde (Ortega-Gutiérrez, 1975). Su localidad tipo se encuentra en los afloramientos cercanos a la rancharía del mismo nombre, ubicada a 5 km al sur de Acatlán. Las unidades descritas a continuación coinciden con las observaciones hechas por Rodríguez-Torres (1970) y Ortega-Gutiérrez (1975) para la Formación Tecomate, con excepción del horizonte de metacaliza, que se ha definido como índice de la

misma (Ortega-Gutiérrez, 1978). Por tal motivo, la descripción de los miembros metasedimentarios en este estudio se hace de manera informal y se limita a la lista de sus características definidas tanto en el campo como en el laboratorio.

Semipelita carbonosa

Este miembro está definido por una alternancia laminada de arenisca calcárea y pizarra oscura, con filita carbonosa, metamorfoseadas en grado bajo. Está compuesto principalmente por cuarzo, calcita, sericita, clorita y horizontes de material grafitico, con cantidades pequeñas de manganeso. Respecto al cuerpo ultrabásico, este miembro aflora en las partes septentrional, occidental y suroriental. Se expresa como una unidad bien foliada, que consiste principalmente en filita carbonosa de lustre sedoso, muy plegada y deformada, atravesada por vetillas de cuarzo, cuyo espesor varía desde 2 hasta 30 cm que en ocasiones son concordantes con la foliación. Al microscopio, se observa como una alternancia de horizontes finos de grafito (hasta un 10%), con una matriz de sericita-muscovita, en la que es frecuente el desarrollo de dos foliaciones, una de ellas penetrante, deformadas en micropliegues, generalmente asimétricos e isopacos. Presenta también cuarzo, en mosaicos y agregados microcristalinos, tanto concordantes como discordantes con la foliación. En términos generales, el grado metamórfico de este miembro es de esquisto verde de grado bajo.

Metaconglomerado

Este miembro está definido por un conglomerado deformado, con cantos de rocas graníticas y volcánicas, de sólo unos cuantos metros de espesor, que aflora en la parte suroccidental del área de estudio. Se presenta en forma de cuerpos semitabulares y lenticulares de color gris oscuro, donde los clastos, angulosos y deformados, de cuarzo policristalino y feldespato, incipientemente orientados, están incluidos en una matriz limolítica no calcárea. La imbricación aparente de los cantos, cuyo tamaño máximo, en promedio, es de 8 cm (medidos en la dirección de su eje máximo), le da un aspecto de bandeamiento similar al observado en el miembro de semipelita y filita descrito anteriormente. Se encuentra asociado íntimamente al miembro de arenisca feldespática y conglomerática que se describe enseguida.

Este miembro podría ser considerado equivalente al miembro de metaconglomerado que Ortega-Gutiérrez (1978) propone como uno de los índices de la Formación Tecomate; sin embargo, su distribución en el área del presente estudio está restringida a un par de afloramientos, lo cual hace muy genérica su correlación (Ortega Gutiérrez, 1979).

Arenisca feldespática

En vista de su amplia distribución y para su descripción y cartografía en el presente estudio, este miembro se ha subdividido en metatoba, metarcosa y limolita, como se describe a continuación.

Metatoba. Su superficie mayor de afloramiento se encuentra en la parte meridional, rodeando al cuerpo ultrabásico. Se trata de una unidad de foliación fina, en la que alternan horizontes ricos en cuarzo y plagioclasa, con otros ricos en actinolita y zoisita. Su textura, al microscopio, es desde laminada

e incipientemente foliada hasta porfidoblástica y poikiloblástica. Mineralógicamente, están constituidas por actinolita (25%), zoisita (20%) y clorita (20%), que alternan con oligoclase frecuentemente poikilítica (5%) y cuarzo (10%). La foliación se encuentra cortada, en ocasiones, por vetillas de epidota hidrotermal, que llega a constituir hasta un 30% del total. Su facies metamórfica corresponde, en todos los análisis petrológicos efectuados, a esquisto verde, debiendo ser el protolito más probable una toba básica o andesítica. En la barranca Los Venaditos, esta capa aparece interdigitada concordantemente con el miembro de filita carbonosa y semipelita, mostrando un contenido mayor de epidota y actinolita, junto con uralita a partir de anfíbol (5%), donde la zoisita está prácticamente ausente. En la parte meridional, en la barranca Amate Prieto (Atopotitlán), esta unidad aparentemente presenta un grado menor de metamorfismo, siendo más típica la laminación y la presencia de vetillas de cuarzo, así como el desarrollo más frecuente de micropliegues. Los contactos de esta unidad con las capas adyacentes de metarcosas y limolitas, así como con el miembro de semipelitas, son transicionales, interpretándose como cambios de facies e interdigitaciones mutuas. En algunas ocasiones, esta unidad se yuxtapone tectónicamente a la de limolitas arcillosas (en Amatepetlán, fuera del área cartografiada); en otras, su contacto con las arcosas feldespáticas se presenta a lo largo de zonas de fallamiento lateral derecho (Figuras 3 y 4). En el oriente, esta unidad se encuentra cubierta discordantemente por depósitos conglomeráticos locales de talud, que serán descritos posteriormente (barrancas Los Venaditos y Amate Prieto).

Metarcosa feldespática. Esta capa es bastante común dentro del área estudiada. Sus mejores afloramientos se encuentran en la parte suroccidental de la misma, en las cimas de los cerros El Campeón y Centeoyo; sin embargo, no se observó en la parte suroriental del área. Consiste en areniscas de grano grueso y color café claro, formadas principalmente por plagioclasa y cuarzo (hasta un 60%) y pertita (15%), dispuestos en una matriz microcristalina recristalizada incipientemente. El grado metamórfico de esta capa es menor que el observado en la metatoba y su foliación es muy incipiente, siendo más notable la presencia de pliegues suaves y asimétricos, que persisten a lo largo de casi toda la capa. Las relaciones de esta capa con la unidad de metatoba y semipelita también son transicionales. En el suroccidente del área, en Amatepetlán y Atopotitlán, la metarcosa descansa sobre una capa de limolita arcillosa, a lo largo de una falla inversa de ángulo bajo, cuya tendencia estructural dominante es hacia el SW. En el cerro El Campeón, ésta se encuentra cabalgando suavemente a una serie rítmica de cambios de facies, tanto de metatoba y limolita arcillosa como de la misma arcosa feldespática. Es importante destacar que esta capa es la que contiene al horizonte marcador de metaconglomerado. Los contactos con este último son en su mayoría abruptos.

Limolita. Esta capa consiste en limolita muy deleznable, de color café claro, que incluye alternancias de horizontes de arcilla y lentes pequeños de cuarzo, con foliación débil, formando en ocasiones bandas hasta de 1.5 cm de espesor, casi sin metamorfismo. En ocasiones, se observó que esta unidad estaba impregnada de concentraciones pequeñas de manganeso (pirolusita) con hábito dendrítico que, por momentos, le

dan a la roca el aspecto de filita moteada. El grado metamórfico de esta unidad es sumamente bajo; sus afloramientos se restringen exclusivamente a las porciones meridional y suroccidental del área estudiada. Sus mejores exposiciones se encuentran en Amatepetlán, fuera del área cartografiada, y en el cerro El Centeoyo.

RECIENTE

Formación Tehuitzingo

La Formación Tehuitzingo fue definida por Calderón-García (1956) en la localidad del mismo nombre. En el oriente del área estudiada (barranca El Tigre), consiste en una secuencia de color pardo y estratificación media, de areniscas conglomeráticas, con matriz calcárea, interestratificadas con bandas de pedernal gris y horizontes de tobas arenosas. Al microscopio, se observa en ellas una matriz, principalmente microcristalina, llegando a ser criptocristalina, de cuarzo, pedernal y calcita (40%). Los clastos incluyen cristales de cuarzo y plagioclasa (40%), posiblemente de origen volcánico. Los horizontes de toba contienen filita de grafito, basalto, andesita, pórfido andesítico y pedernal, como fragmentos líticos (hasta 20%) que llegan a alcanzar 3 cm de diámetro. Calderón-García (1956) refirió la presencia de restos de ostrácodos y material vegetal, por lo que se le ha asignado una edad correspondiente al Pleistoceno (?). Saliendo de Tlachinola, esta unidad sobreyace en discordancia erosional tanto a las rocas del grupo metasedimentario (miembro de semipelitas) como al cuerpo ultrabásico, donde presenta inclinaciones que van desde subverticales hasta verticales. Se extiende hacia la parte oriental (Figuras 3 y 4), formando una planicie de relleno lacustre, en la que sus afloramientos resaltan como pequeñas lomas redondeadas, de vegetación escasa (Tecolutla). Su espesor máximo aproximado es de 100 m.

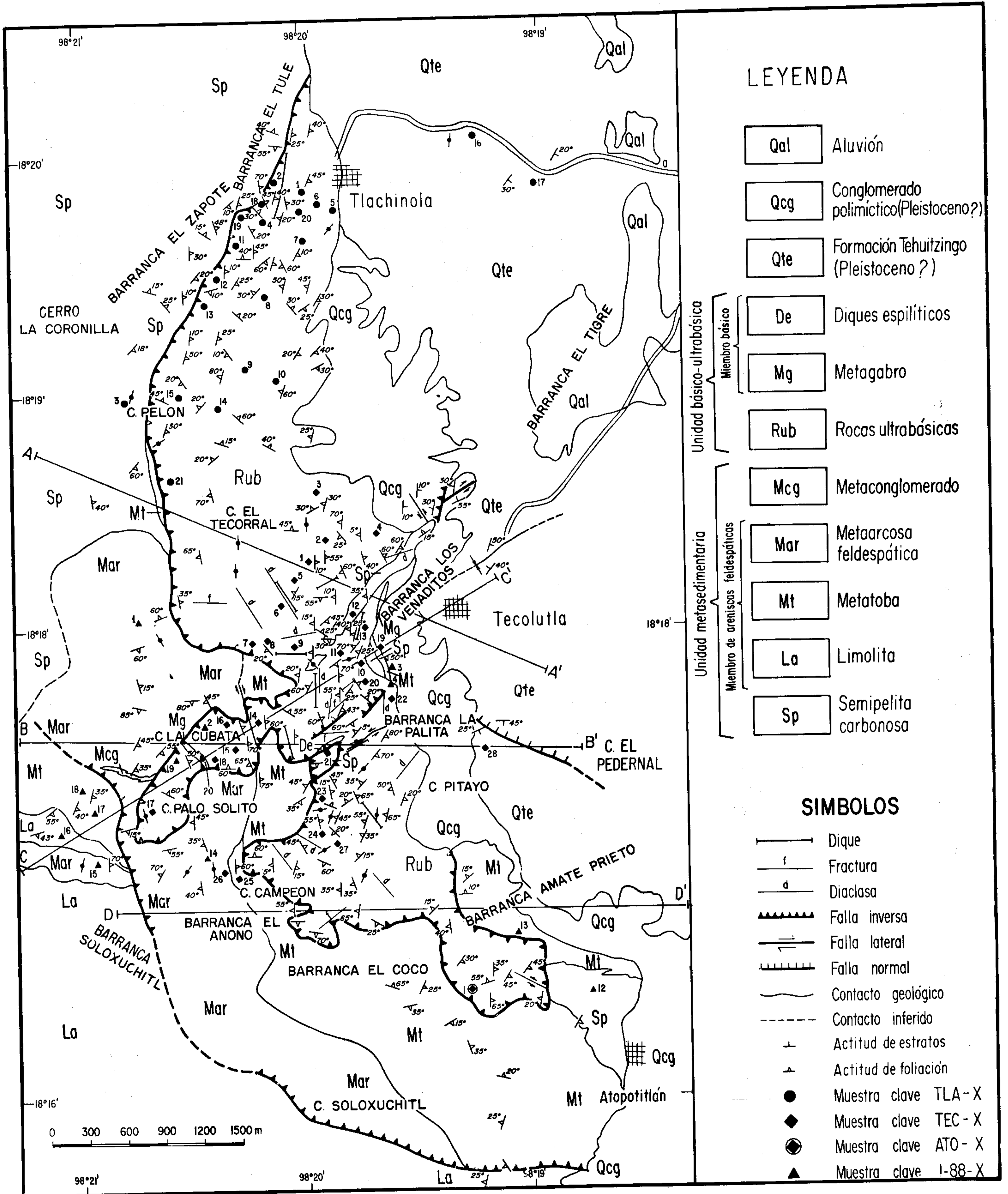
Es importante destacar que, hacia Tecolutla y Atopotitlán, la secuencia se encuentra suavemente plegada, formando anticlinales pequeños y sinclinales muy amplios y simétricos, predominando las inclinaciones subhorizontales. Sus afloramientos se extienden hasta la altura del entronque del camino que va a Piaxtla y Tecomatlán, al sur del área cartografiada.

Depósitos conglomeráticos

Esta unidad está constituida por un conglomerado polimítico de consolidación débil, cuya estratificación es de mediana a gruesa. Sus mejores afloramientos se encuentran en las cercanías de Tecolutla y Atopotitlán. Consta de fragmentos, desde subredondeados hasta subangulosos, de filita de sericita, esquisto de serpentina, serpentinita masiva, toba, cuarzo lechoso y horizontes limonitizados fuertemente, dispuestos en una matriz calcárea rojiza (barranca El Ciruelo).

Esta unidad está afectada por fallas normales pequeñas y fracturas verticales, asociadas con eventos distensivos recientes (barranca Los Venaditos), que se caracterizan por presentar minerales hidrotermales como material de relleno.

Localmente, sobreyacen en discordancia tanto a los depósitos de la Formación Tehuitzingo, como al grupo metasedimentario y al mismo cuerpo ultrabásico, donde su espesor máximo se estima en 150 m. Por su distribución en esta zona, el depósito de esta unidad parece estar asociado con la formación de escalones pequeños, producto de un levantamiento re-



LEYENDA

- Qal Aluvión
- Qcg Conglomerado polimictico (Pleistoceno?)
- Qte Formación Tehuizingo (Pleistoceno?)
- De Diques espiliticos
- Mg Metagabro
- Rub Rocas ultrabásicas
- Mcg Metaconglomerado
- Mar Metaarcosa feldespática
- Mt Metatoba
- La Limolita
- Sp Semipelita carbonosa

Unidad básico-ultrabásica
 Miembro básico
 Miembro de areniscas feldespáticas

SIMBOLOS

- Dique
- Fractura
- Diaclasa
- Falla inversa
- Falla lateral
- Falla normal
- Contacto geológico
- Contacto inferido
- Actitud de estratos
- Actitud de foliación
- Muestra clave TLA-X
- Muestra clave TEC-X
- Muestra clave ATO-X
- Muestra clave I-88-X

Figura 3.- Mapa geológico del afloramiento del complejo básico-ultrabásico de las vecindades de Tehuizingo, Puebla.

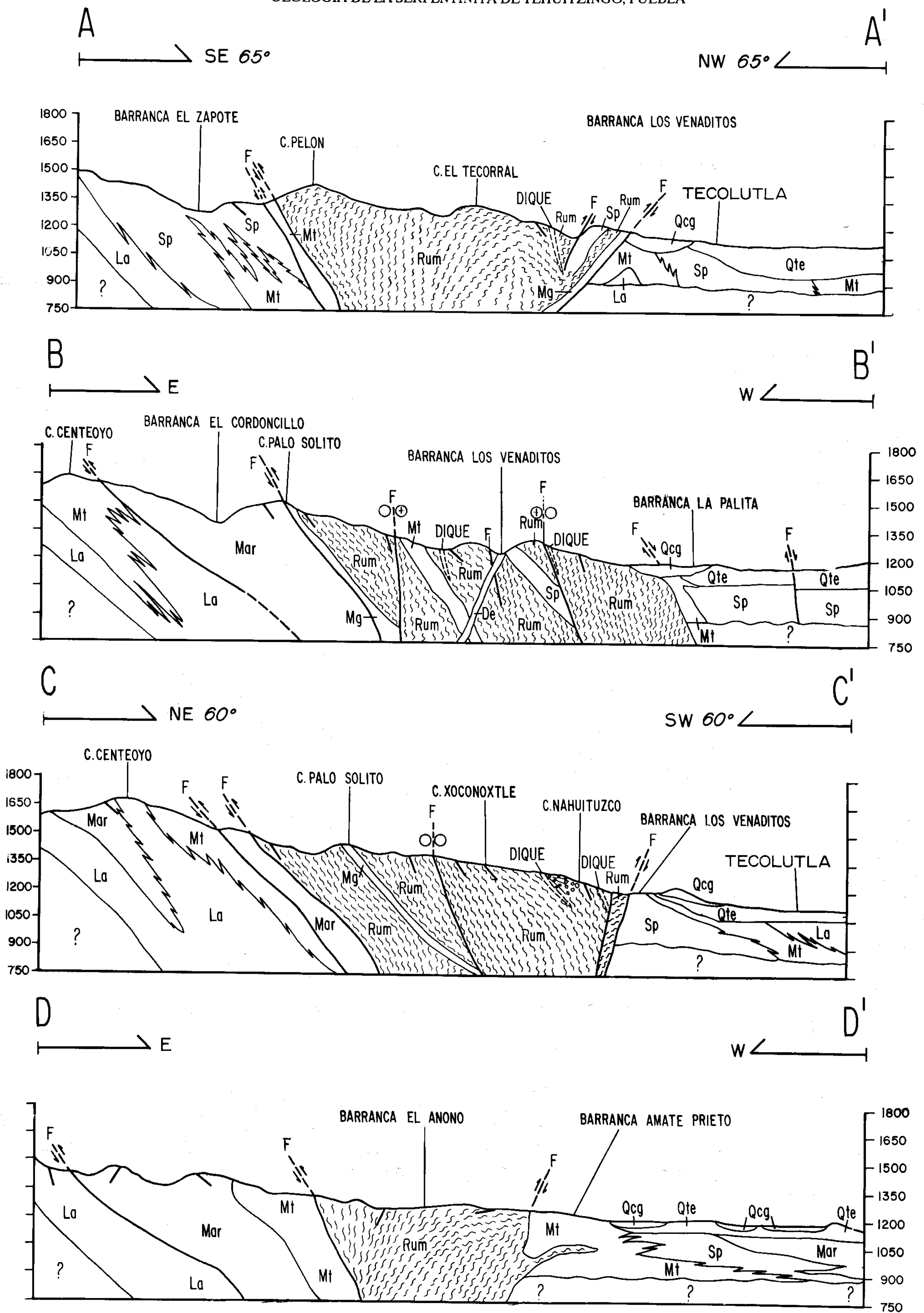


Figura 4.- Secciones geológicas correspondientes al área de estudio.

corriente en el área que forma el límite oriental del cuerpo ultrabásico. El fallamiento normal dentro de esta unidad es similar al observado en la Formación Tehuiztzingo (Figuras 3 y 4). Por su posición estratigráfica, el alcance de esta unidad es también del Reciente.

PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA DE LA SECUENCIA BÁSICO-ULTRABÁSICA

MIEMBROS BÁSICOS

Espilitas

Esta unidad consiste en diques afaníticos, de 1 a 5 m de espesor, en general fracturados densamente, de color verde oliva, intercalados en el cuerpo ultrabásico. El más potente de éstos aflora en la parte central del cuerpo ultrabásico (barranca Los Venaditos). Al microscopio, presenta una textura pseudotraquítica, donde las plagioclasas han sido casi totalmente albitizadas. Está formado por albita (55%), feldespatos potásico caolinizado fuertemente (10%), biotita (10%), actinolita (5%), calcita tanto en vetillas como diseminada (5%) y una matriz de clorita férrica y magnetita (15%). Son frecuentes las áreas de argilización intensa y selectiva, en los feldespatos y en la matriz. Este miembro se clasifica, de acuerdo con Amstutz (1974), como una espilita de albita y biotita.

También en la barranca Los Venaditos, aflora otro dique afanítico masivo y color verde oscuro, que se encuentra sobrepuesto en forma cortante al miembro de semipelita carbonosa del grupo metasedimentario. Al microscopio, se observa que desarrolla una textura microlítica de aspecto inequigranular; al igual que la unidad anterior, presenta una albitización fuerte. Está compuesta por albita (60%), muy pocas cantidades de feldespatos potásico (hidrotermal) y con hasta un 3% de cuarzo microcristalino (también hidrotermal). Como accesorios principales se encontró clorita férrica que forma gran parte de la matriz (10%), magnetita en granos euhedrales (hasta en un 5 y 10%); en comparación con la muestra anterior, la biotita está prácticamente ausente y la calcita se presenta en vetillas y diseminada hasta en un 5%. Siguiendo el mismo criterio, este dique se clasifica como una espilita de albita-clorita.

Los contactos de estos diques con el cuerpo ultrabásico se caracterizan por el desarrollo de zonas de oxidación y hematización. En cuanto a su origen, las rocas espiliticas son consideradas dentro de dos grandes grupos (Amstutz, 1974): las originadas por procesos hidromagmáticos, en las últimas etapas de la cristalización de un magma basáltico o andesítico (origen primario), y las originadas por procesos posteriores a la consolidación del magma (origen secundario). En vista de las características mineralógicas y estructurales, así como de las relaciones de contacto con las unidades adyacentes, es posible que estas espilitas hayan estado sujetas a procesos metamórficos e hidrotermales, posteriores a su consolidación, siendo entonces su origen secundario (Vallance, 1965, 1974).

Metagabro. Este miembro se presenta en forma de pequeños mantos aislados o diques tabulares de hasta 1 m de espesor, de color verde claro, encajonados en el esquisto de serpentina. Aflora en dos localidades: en el surponiente del cuerpo ultrabásico (cerro Palo Solito; Figuras 3 y 4), en contacto con el esquisto de serpentina, y en el cerro Coscomate, en la parte centrorientada del cuerpo ultrabásico, donde se pre-

senta en forma de dique discordante respecto a la foliación de las serpentinas, según se observa en cortes mineros.

Al microscopio, esta unidad consta principalmente de plagioclasa (andesina-labradorita), en granos anhedrales y poikilíticos, con inclusiones microcristalinas de ortopiroxeno, dispuestos en un agregado intergranular meso- y microcristalino [cataclástico (?)], de augita y tremolita. Se estimó modalmente los contenidos de augita y tremolita, que alcanzan 10 y 15%, respectivamente; la labradorita ocupa el resto de la muestra, junto con porcentajes menores de ortopiroxeno. De acuerdo con Streckisen (1973), esta unidad se clasifica como un gabro de augita y tremolita.

MIEMBROS ULTRABÁSICOS

Esquisto de serpentina

Éste constituye la parte más importante del cuerpo ultrabásico (Figuras 3 y 4). Un muestreo sistemático del esquisto de serpentina en el cuerpo ultrabásico, se presenta en la Tabla 2. En esta se indica el contenido mineralógico principal, así como algunas características petrográficas sobresalientes de esta unidad. Asimismo, se incluye las mediciones hechas en el campo del magnetismo relativo de cada una de éstas, efectuadas con un imán de mano.

Consiste en masas bien foliadas de serpentina [crisotilo y lizardita (?)]; el mineral accesorio dominante es la magnetita secundaria, en forma de vetillas muy finas y diseminaciones, producto de la serpentización. Con base en la ausencia casi total de minerales primarios y texturas magmáticas originales, se ha considerado que el grado de serpentización de esta unidad, así como de todo el cuerpo ultrabásico, es cercano al 100%.

El constituyente principal de estas muestras es la serpentina, cuya abundancia llega a sobrepasar el 75%. En la mayoría de los casos, está presente en escamas y agregados tabulares, bien foliados, de birrefringencia anómala (amarillo de primer orden), del mineral crisotilo. Los intersticios entre éstos están ocupados totalmente por una matriz microcristalina de cristales aciculares de lizardita (?). Sus arreglos texturales incluyen fábricas en malla o enrejado (*mesh textures*) que en ocasiones se presentan junto con arreglos radiales (en reloj de arena) de las porciones finas de lizardita (?). El microcizallamiento y el desarrollo de micropliegues, algunos de ellos suaves y otros apretados y en *chevron*, son otra característica conspicua de esta unidad y representan el evento de serpentización mecánica. El segundo evento de serpentización, predominantemente hidrotermal, está representado por la presencia de mineralización secundaria, cuya descripción se detalla posteriormente.

Serpentinita masiva

En general, este miembro aflora en cuerpos tabulares, de hasta 5 m de espesor, en su mayoría fuertemente magnéticos. Su distribución es más amplia en la parte meridional del cuerpo serpentizado. En contraste con el esquisto de serpentina que la encajona, su textura es por lo general masiva y ocasionalmente porfidoblástica. Estructuralmente, sus cuerpos están delimitados por sistemas de diaclasamiento, agrupados en dos tendencias principales: NNW y ENE (Figura 3). Mineralógicamente, el crisotilo y la lizardita en conjunto se encuentran en proporciones mayores que el 50%, mientras que los

Tabla 2.- Características petrográficas y abundancia relativa del contenido mineral principal y accesorio de la secuencia ultrabásica.

MUESTRA	S	CL	C	M	T	CLASIFICACIÓN	OBSERVACIONES
TLA-1	X	#	/	/	◇	Serpentinita masiva	Textura en vidrio de reloj. Carbonatos y magnetita en vetillas. Magnetismo alto
TLA-2	X	◇	#	/	◇	Esq. serpentina	Textura en enrejado. Carbonatos sólo diseminados
TLA-4	X	◇	/	#	#	Esq. serpentina	No magnética. Carbonatos recristalizados en mosaicos. Oxidos
TLA-5	X	◇	◇	#	◇	Esq. serpentina	Magnetismo medio-bajo. Magnetita sólo diseminada
TLA-6	X	◇	#	/	◇	Serpentinita masiva	Magnetismo alto. Textura masiva, no foliada
TLA-7	X	#	◇	/	T	Serpentinita porfidoblástica	Magnetismo alto. Masiva. Fenocristales de crisotilo
TLA-8	X	◇	◇	/	T	Esq. serpentina	Magnetismo medio. Asbesto de fibra cruzada en vetillas. Oxidos
TLA-9	X	/	◇	/	◇	Esq. serpentina y clorita	Clorita magnésica. Biotita hidrotermal (T). Textura porfidoblástica
TLA-10	X	/	◇	/	◇	Esq. serpentina y clorita	Asbesto de fibra deslizada. Micropliegues. Clorita magnésica
TLA-11	X	◇	◇	/	◇	Esq. serpentina	Vetillas de asbesto de fibra cruzada
TLA-12	X	◇	/	#	◇	Esq. serpentina	Magnetismo bajo. Hematita.
TLA-13	/	◇	/	#	◇	Esq. serpentina	Sílice secundario. Alto contenido de carbonatos
TLA-14	X	#	◇	/	◇	Esq. serpentina	Micropliegues cerrados. Lizardita (?)
TLA-15	X	◇	/	#	T	Esq. serpentina	Magnetismo bajo. Alto contenido de carbonatos
TLA-18	X	◇	/	/	◇	Esq. serpentina	Textura masiva. Planos de cizalla. Hematita (T)
TLA-19	/	◇	X	◇	/	Esq. talco	No magnética. Carbonatos recristalizados
TLA-20	X	◇	/	#	◇	Serpentinita masiva	Matriz de lizardita (?). Textura masiva
TEC-1	X	◇	/	#	T	Serpentinita masiva	Matriz de lizardita (?). Magnetismo bajo
TEC-2	X	◇	◇	/	◇	Esq. serpentina	Dos foliaciones penetrativas. Micropliegues
TEC-3	X	#	◇	/	◇	Esq. serpentina	Foliación penetrativa. Matriz de lizardita (?)
TEC-4	X	◇	#	/	◇	Serpentinita masiva	Magnetismo bajo. Textura masiva
TEC-6	X	◇	#	/	◇	Serpentinita masiva	Magnetismo alto. Vetillas de carbonatos en <i>stockwork</i>
TEC-7	#	◇	X	#	/	Esq. talco	Sílice secundaria. Hematita (T). Vetillas de magnesita
TEC-8	/	#	X	/	#	Esq. serpentina	Alto contenido de magnesita. Clorita magnésica
TEC-9	X	#	/	#	◇	Serpentinita masiva	Planos de cizalla. Magnetismo bajo. Cúmulos de serpentina
TEC-10	#	X	◇	#	◇	Esq. clorita	Clorita magnésica. Magnetismo bajo
TEC-11	X	/	◇	/	#	Serpentinita masiva	Planos de cizalla. Clinocloro (?). Matriz de lizardita (?)
TEC-14	◇	◇	◇	#	X	Esq. talco	No magnética. Folición fina. Carbonatos ausentes
TEC-15	X	#	◇	/	◇	Esq. serpentina	Magnetismo alto. Carbonatos ausentes
TEC-16	#	X	◇	◇	◇	Esq. clorita	No magnética. Septecloritas (?)
TEC-17	◇	X	/	#	/	Esq. clorita y talco	Alteración hidrotermal. Folición fina. Micropliegues
TEC-18	X	/	/	#	T	Esq. serpentina	No magnética. Magnesita en planos de foliación
TEC-22	X	◇	#	/	◇	Esq. serpentina	Magnetismo alto. Folición fina
TEC-24	X	◇	/	/	T	Esq. serpentina	Magnetita en enrejado. Magnetismo alto. Hematita (T)
TEC-27	X	/	/	T	◇	Serpentinita	No magnética. Matriz de lizardita (?) microcristalina

CLAVES:

X — PRESENTE EN MAS DEL 50%
 / — MENOS DEL 30%
 # — MENOS DEL 5%
 T — INDICIOS
 ◇ — AUSENTE

S — SERPENTINA
 CL — CLORITA
 C — CARBONATOS
 M — MAGNETITA
 T — TALCO

carbonatos en general no sobrepasan el 30%. En la parte central del cuerpo ultrabásico, es común encontrar que se desarrollen fenocristales de crisotilo inmersos en una matriz de lizardita (?) y magnetita secundaria; en tanto, los carbonatos presentes, en su mayoría magnesita, comúnmente están asociados con fracciones ricas en óxidos secundarios, mostrando un arreglo de tipo *stockwork*. Otros minerales de alteración son: talco (menor) y clorita, que en conjunto forman del 5 al 10% del volumen.

Esquisto de clorita

Esta unidad se encuentra intercalada erráticamente con el esquisto de serpentina y no es posible diferenciarla cartográficamente. Representa variaciones composicionales dentro del cuerpo ultrabásico, producto de efectos hidrotermales que, como se ha mencionado, se acentúan hacia las partes central y meridional del mismo. Consiste en esquistos bien foliados, cuyo componente principal es la clorita rica en magnesio, que ocupa hasta un 80% del total de las muestras analizadas. Sus minerales accesorios principales son: crisotilo (5%), magnetita (5%) e indicios de hematita. Posiblemente, parte de estas masas cloríticas incluyan porciones de septeclorita en agregados laminares, los cuales se habrían asociado durante los incrementos de temperatura (hasta 500° C), para las cuales este grupo de minerales es estable (Deer *et al.*, 1962).

Esquisto de talco

Las zonas de contacto entre el cuerpo ultrabásico y el grupo metasedimentario (barranca El Tule, cerro El Campeón, etcétera), así como los planos de movimiento diferencial y desplazamiento lateral en las partes internas del cuerpo serpentizado (cerros La Cubata y Coscomate), están caracterizadas por la formación de esquisto de talco. Aunque esta unidad define propiamente zonas de discontinuidad, es posible observarla también en masas pequeñas y lentes dentro del esquisto de serpentina. En este miembro, la foliación es muy fina y el talco se desarrolla en cristales aciculares microcristalinos y en escamas pequeñas, con los que alterna magnetita secundaria, generalmente anhedral. El lustre sedoso y graso es la propiedad dominante en los afloramientos de este miembro. Las localidades de talco más importantes del área son los cerros La Cubata y El Campeón; sin embargo, actualmente no se explota área alguna.

La formación de esquisto de talco por alteración hidrotermal de rocas ultrabásicas, generalmente es descrita como un proceso de esteatización, el cual puede hallarse asociado con la serpentización (Deer *et al.*, 1962). Este fenómeno es considerado para el caso de Tehuiztingo, como un proceso que se desarrolló durante un período de metasomatismo de grado bajo subsecuente a la serpentización, que afectó con mayor intensidad a las porciones central y meridional del cuerpo ultrabásico.

MINERALOGÍA Y CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS

Cromita

Es el principal óxido primario presente en los miembros ultrabásicos. Se encuentra alojado en forma de pequeños cuerpos podiformes y lenticulares, concordantes con la foliación. Su disposición es errática, por lo que las prospecciones mineras de este mineral en el cuerpo ultrabásico han sido

abandonadas (Solís-Muñoz, 1978). Suele ser abundante como cantos y material rodado en los arroyos que atraviesan el cuerpo ultrabásico, los cuales, por algún tiempo, formaron depósitos de placer explotados parcialmente. Solís-Muñoz (1978) consignó anomalías de Cr hasta del 11%, en las muestras de las prospecciones mineras en Lengua de Vaca, al poniente de Tlachinola, aunque el valor promedio de Cr en el área estudiada fue de 0.32% (el del Ni fue de 0.19%).

Los minerales secundarios principales en esta secuencia, incluyen magnetita, calcita, magnesita, talco, clorita y actinolita. Sus abundancias relativas, así como algunas observaciones acerca de las características texturales de estas unidades se encuentran detalladas en la Tabla 2.

En la Tabla 3, se hace la presentación de los datos referentes a los análisis químicos de 15 muestras básico-ultrabásicas, así como su cálculo de la norma. Una composición promedio, con base en los minerales normativos de las muestras ultrabásicas analizadas, arroja en términos de clasificación los porcentajes siguientes: 54.6 de olivino y 45.4 de hiperstena (principales fases cristalinas). Asumiendo que el metamorfismo que afectó a la secuencia no transformó considerablemente la composición original del cuerpo ultrabásico, es posible aproximar, utilizando una clasificación con base en estos minerales normativos, el intervalo de valores de composición para el protolito de estas unidades. La clasificación de una roca ultrabásica con esa composición sería entonces equivalente a un protolito, cuya composición química sea de tipo harzburgítico (LeMaitre, 1976).

En seguida se presenta una descripción breve de los principales minerales secundarios, mencionados anteriormente:

Magnetita

Generalmente es secundaria; está presente como vetillas y en forma diseminada, hasta en un 15 ó 20%; por lo común, está asociada con calcita y magnesita, en vetillas de relleno secundario. En algunos casos, se logró observar granos de sección poligonal euhedral, presumiblemente primarios, a diferencia de los secundarios, frecuentemente anhedrales. Es importante destacar que la magnetita secundaria, asociada a la serpentización, se deriva en su mayor parte de olivino original. Coleman (1971) propuso que la abundancia de magnetita secundaria es un parámetro que permite estimar el grado de serpentización de un protolito ultramáfico. Utilizando este criterio y considerando los porcentajes de abundancia de magnetita secundaria, se ha estimado que el grado de serpentización para el cuerpo ultrabásico de Tehuiztingo es muy cercano al 100%.

Calcita y magnesita

Se presentan en vetillas de relleno alojadas en fracturas así como diseminadas en mosaicos policristalinos, de extinciones simétricas y crucero perfecto, asociadas con óxidos. En contraste con la parte septentrional del cuerpo ultrabásico, donde estos minerales están prácticamente ausentes, en las áreas central y meridional la abundancia de ambos minerales llega a sobrepasar el 30%. Es muy común encontrarlas en la superficie meteorizada de la serpentina, así como en pequeños lentes, alternando concordantemente con la foliación de la masa ultrabásica.

Tabla 3.- Rasgos químicos y cálculo de la norma de la secuencia máfico-ultramáfica.

	TEC-20	TEC-21	TLA-1	TLA-9	TLA-11	TLA-19	TEC-27	TEC-10	TEC-13	TEC-19	1-88-7	FO1477
SiO ₂	54.00	51.87	40.81	42.60	42.08	36.05	41.57	40.88	44.74	48.90	48.24	41.92
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	0.12	-	0.06	1.20	0.62	0.12
Al ₂ O ₃	16.33	17.52	2.80	3.00	1.80	2.03	10.19	5.91	17.85	10.91	14.40	1.93
Fe ₂ O ₃	3.45	3.35	6.25	6.18	7.32	2.00	2.30	2.17	1.71	4.75	4.66	1.16
FeO	4.46	5.64	2.17	2.71	2.24	5.06	5.22	6.11	5.68	7.18	7.17	6.77
MnO	0.09	0.02	0.08	0.10	0.10	0.09	0.08	0.13	0.14	0.24	0.12	0.03
MgO	7.21	10.43	33.68	32.34	33.10	32.58	26.08	31.60	11.32	8.90	5.60	35.22
CaO	3.17	-	0.20	0.26	0.29	0.29	1.09	0.84	12.03	10.11	12.70	-
Na ₂ O	4.30	3.20	0.46	0.46	0.46	0.46	0.10	0.45	2.20	3.75	2.10	0.04
K ₂ O	1.60	1.20	-	-	-	-	0.05	-	0.05	0.20	0.20	-
P ₂ O ₅	0.18	0.28	-	-	-	-	-	0.08	0.08	0.15	0.12	-
H ₂ O ⁺	4.56	6.09	13.40	12.19	12.31	21.28	12.65	11.91	4.19	3.72	3.68	10.50
H ₂ O ⁻	0.40	0.29	0.04	0.08	0.12	-	0.08	0.09	0.02	0.06	0.10	0.29
TOTAL	99.75	99.89	99.89	99.92	99.82	99.84	99.53	100.17	100.07	100.07	99.71	97.98
Ap	0.45302	0.67302	-	-	-	-	-	0.19334	0.17156	0.32975	0.28347	-
Il	-	-	-	-	-	-	0.29959	-	0.11135	2.28	1.27	0.26435
Mt	5.74	5.32	8.36	11.04	9.12	3.28	4.38	3.46	2.42	6.90	7.27	1.95
Or	10.81	7.74	-	-	-	-	0.38730	-	0.28790	1.18	1.27	-
Ab	41.62	29.58	4.48	4.78	4.69	4.39	1.11	4.18	13.64	31.70	19.08	0.39160
An	16.65	-2.00	1.14	1.59	1.73	1.62	7.09	4.00	37.71	12.34	31.43	-
Di	-	-	-	-	-	-	-	-	17.36	31.97	30.31	-
Hy	15.91	21.83	31.86	41.20	37.40	16.32	48.84	25.86	-	1.39	5.57	31.99
Ol	-	-	48.86	37.04	43.26	72.70	16.92	53.87	25.86	11.91	-	61.08
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	2.44	-	-	-
C	5.02	25.44	3.87	4.36	1.25	1.69	20.98	8.43	-	-	-	4.32
Q	3.81	11.41	-	-	-	-	-	-	-	-	3.52	-
Hm	-	-	1.44	-	2.56	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
A	37.41	25.11	1.53	1.58	1.53	1.61	0.56724	1.59	15.81	24.46	19.17	0.09234
M	38.74	50.48	86.36	85.27	84.74	87.83	85.59	85.80	61.62	43.12	36.99	81.30
F	23.84	24.41	12.11	13.15	13.73	10.66	13.84	12.61	22.57	32.42	43.84	18.60
Q	49.70	53.97	51.37	50.12	50.43	54.51	50.50	53.19	50.36	47.96	48.43	53.66
M	14.01	19.53	46.41	47.23	47.04	43.34	44.70	43.44	25.79	31.76	26.37	46.18
L	36.29	26.50	2.22	2.65	2.53	2.15	4.81	3.37	23.85	20.28	25.21	0.15343

Tec-20 y Tec-21: espilitas andesítico-basálticas. Tla-1 y Tec-27: serpentinitas masivas. Tla-9: esquistos de serpentina y clorita. Tla-11: esquistos de serpentina. Tla-19: esquistos de talco. Tec-10: esquistos de clorita y crisotilo. Tec-13 y Tec-19: metatobas (grupo metasedimentario). 1-88-7: esquistos máficos (Piactla). FO1477: serpentinita (Ortega-Gutiérrez, 1978). (Análisis químicos practicados en el Instituto de Geología, UNAM).

Sin embargo, su disposición general es en vetillas discordantes con las estructuras masivas microplegadas de crisotilo, razón por la cual se consideran como parte del evento hidrotermal que constituye el último episodio de serpentización del cuerpo ultrabásico (posterior a la desarrollada mecánicamente). Los bloques de magnesita incluidos en la serpentina son eventuales, por lo que sólo han sido explotados a escala pequeña (barranca El Cordoncillo y cerro El Copale).

Talco

Se presenta en agregados finos y escamas pequeñas, estrechamente asociado con magnesita, en vetillas y fracturas de relleno secundario e hidrotermal. Generalmente, se observa con hábito fibroso y acicular, así como en granos microcristalinos anhedrales. Es común en planos de movimiento y flujo plástico de las serpentinas, así como en zonas

decizamiento y desplazamiento lateral (cerro El Campeón). En ocasiones, se presenta en masas verdosas compactas, de lustre sedoso, según se observa en algunas catas y trincheras en los cerros La Cubata y El Campeón. En la mayoría de las muestras, se encuentra en porcentajes menores que el 5% o está ausente. Este mineral también ha sido explotado en obras hechas con pico y pala, aunque su distribución errática ha propiciado el abandono de la mayoría de las prospecciones.

Clorita

Es un mineral accesorio muy común en el esquistos de serpentina. Frecuentemente, se presenta alternando concordantemente con las masas bien foliadas de crisotilo, y al igual que éste, se puede observar en granos mesocristalinos anhedrales, de color pardo claro y pleocroísmo muy débil. Ocasionalmente, se encuentra en forma de agregados policristalinos,

de hábitos radiales y crucero perfecto, con algunas inclusiones de magnetita. Por sus propiedades ópticas, se describe como una variedad rica en magnesio, cuya abundancia oscila entre 5 y 15%. Según Winkler (1979), la presencia de clorita magnésica en serpentinitas se define a partir de la introducción de Al_2O_3 en el sistema $MgO-SiO_2-H_2O$ (Muestra Tec-27, Tabla 3), por lo que este mineral también debe asociarse con un evento posterior a la primera etapa de serpentización.

Actinolita

Su abundancia, cuando está presente, es menor que 5%. Se encuentra en forma de cristales pequeños, de hábitos fibroso, acicular y radial; excepcionalmente, también se encuentra formando masas nodulares y cuerpos pequeños, donde el tamaño de sus cristales en disposición radial alcanza hasta 6 cm de longitud (cerro Coscomate). La presencia de la asociación actinolita-tremolita indica la participación de CO_2 como componente adicional del sistema $MgO-SiO_2-H_2O$, aunque diferentes estudios de metaserpentinitas demuestran que ésta es mucho más estable bajo temperaturas de reacción mayores que $400^\circ C$ (Winkler, 1979). Por esta razón, la actinolita se ha considerado aquí también como parte del segundo evento de serpentización.

ESTRUCTURA DEL CUERPO ULTRABÁSICO

Se midió sistemáticamente las actitudes de planos de foliación, diaclasas, fracturas y fallas mayores, como se muestra en las Figuras 3 y 4. Estadísticamente, fueron manejados un total de 300 datos estructurales, tanto en diagramas de polos (falsillas de Schmidt y Kalsbeek) como en rosetas de fracturas y diaclasas. El comportamiento de los planos de foliación y las orientaciones de los círculos máximos, fueron comparadas con diagramas obtenidos para las rocas encajonantes (Figuras 5, 6, 7, 8 y 9).

DIAGRAMAS DE POLOS

Para fines de descripción y análisis estructural en diagramas de polos, se dividió al cuerpo serpentizado en tres regiones principales, según se presenta a continuación:

Parte septentrional (Tlachinola)

En la Figura 5 se presenta la distribución de densidades, de un total de 49 polos de foliación, medidos en el área ultrabásica correspondiente al ejido de Tlachinola. Los intervalos de densidad son: 2.04, 4.08, 6.12, 8.16, 10.20, 12.24 y 14.28 por 1% del área. La orientación del círculo máximo, que pasa por los puntos de mayor densidad de concentración de polos, es $N80^\circ W$, el polo de este círculo máximo corresponde a la orientación del eje (B) de una estructura plegada, formada por los 49 planos medidos (Ragan, 1980). De esta forma, y por construcción geométrica, un plano que contenga al eje del pliegue (B) será el plano axial de la estructura involucrada. En este caso, la orientación más probable del plano axial sería $N20^\circ E$, con una inclinación aproximadamente vertical. Es importante puntualizar que, de las tres regiones estudiadas estructuralmente, ésta es la que manifiesta la mejor correlación entre los datos analizados.

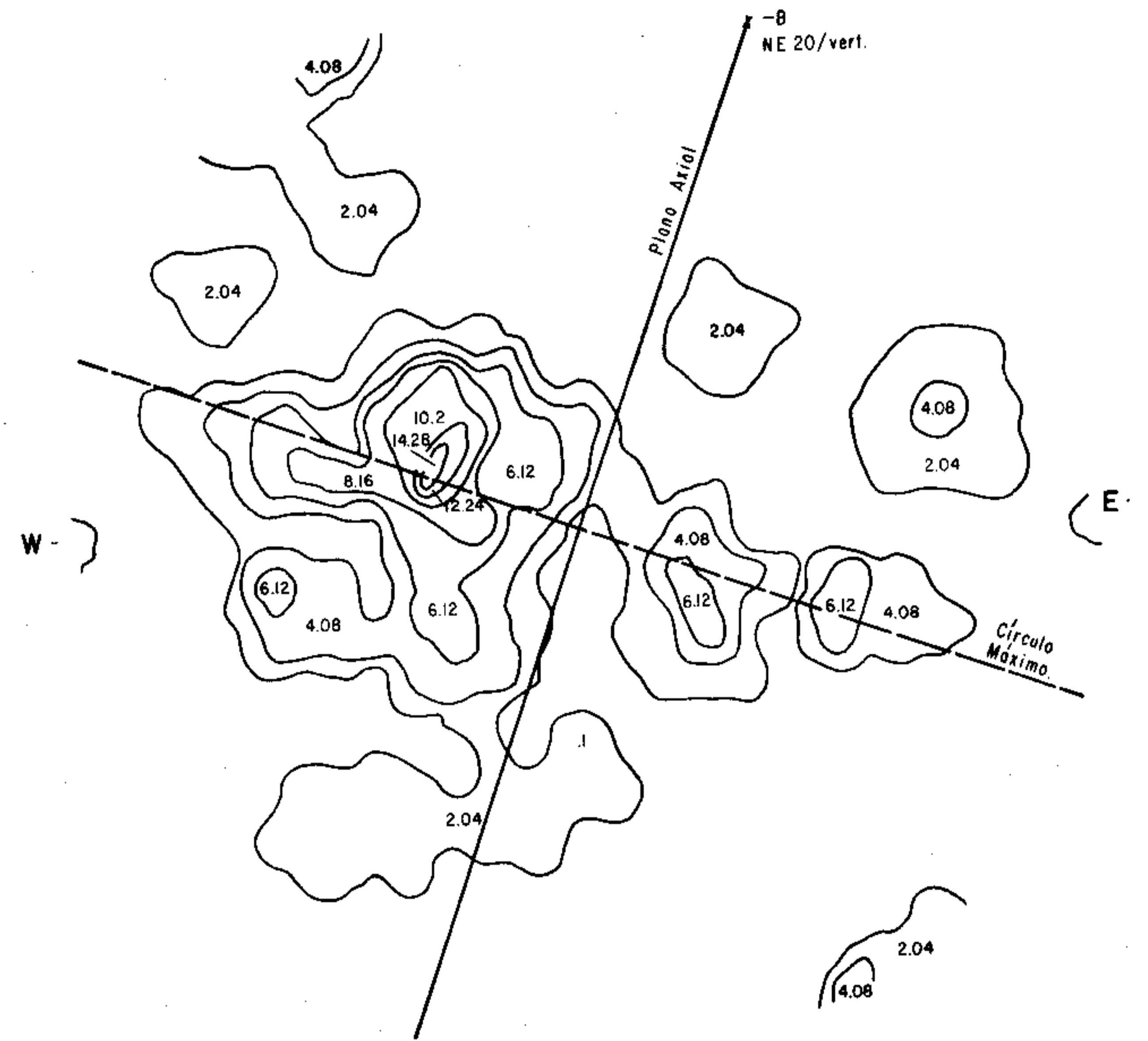


Figura 5.- Diagrama de densidades de polos de foliación de la parte septentrional de la secuencia básico-ultrabásica (Tlachinola).

Parte central (Tecolutla)

De la misma forma, en la Figura 6 se presenta el análisis estructural de un total de 53 polos, correspondientes a la porción central del cuerpo ultrabásico (área de Tecolutla). La orientación del círculo mayor que abarca la concentración mayor de polos es de $N84^\circ W$, siendo los intervalos de densidades: 1.89, 3.78, 5.67, 7.56 y 9.45 por 1% del área. La orientación propuesta de un plano axial que comprenda al eje del pliegue (B), cuyo trazado no es del todo preciso, corresponde a $N15^\circ E$, siendo su inclinación promedio de $60^\circ W$. Sin embargo, con base en la observación del patrón de distribución de polos en este diagrama y en su disposición aproximadamente simétrica, se considera que este diagrama represente mejor a un cuerpo con características dómicas, que a una estructura plegada en sentido estricto.

Parte meridional (Atopotitlán)

En la Figura 7, se muestra la distribución de los intervalos de densidad medidos para un total de 47 polos de foliación, correspondientes al área meridional del cuerpo ultrabásico (Atopotitlán). Los intervalos son: 2.13, 4.26, 6.39, 8.52, 10.65 y 12.68 por 1% del área. La orientación del círculo mayor corresponde a $N62^\circ W$; en este caso, el plano axial que contiene la línea que representa al eje del pliegue (B), tiene una orientación $N28^\circ E$ con una inclinación aproximadamente vertical.

ROSETA DE FRACTURAS Y DIACLASAS

Se elaboró una roseta de fracturas y diaclasas de un total de 44 datos tomados en el campo correspondientes a todo el cuerpo ultrabásico. En la Figura 8 se muestra que la mayor tendencia de las características lineales medidas corresponde a una dirección E-W. En orden de concentración, un segundo y tercer patrones subordinados son: $N15-25^\circ E$ y $N15-45^\circ W$,

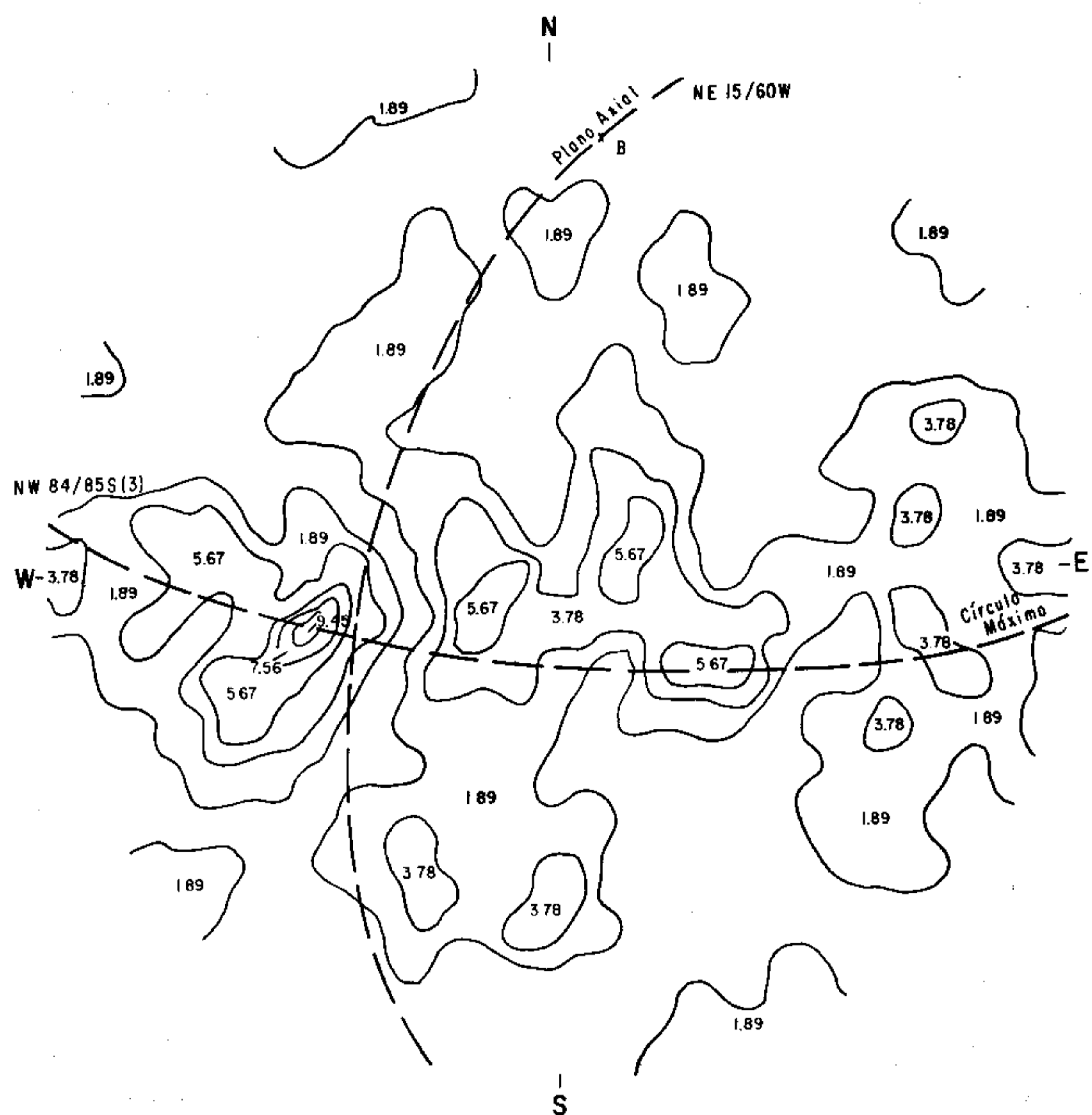


Figura 6.- Diagrama de densidades de polos de foliación de la parte central de la secuencia básico-ultrabásica (Tecolutla).

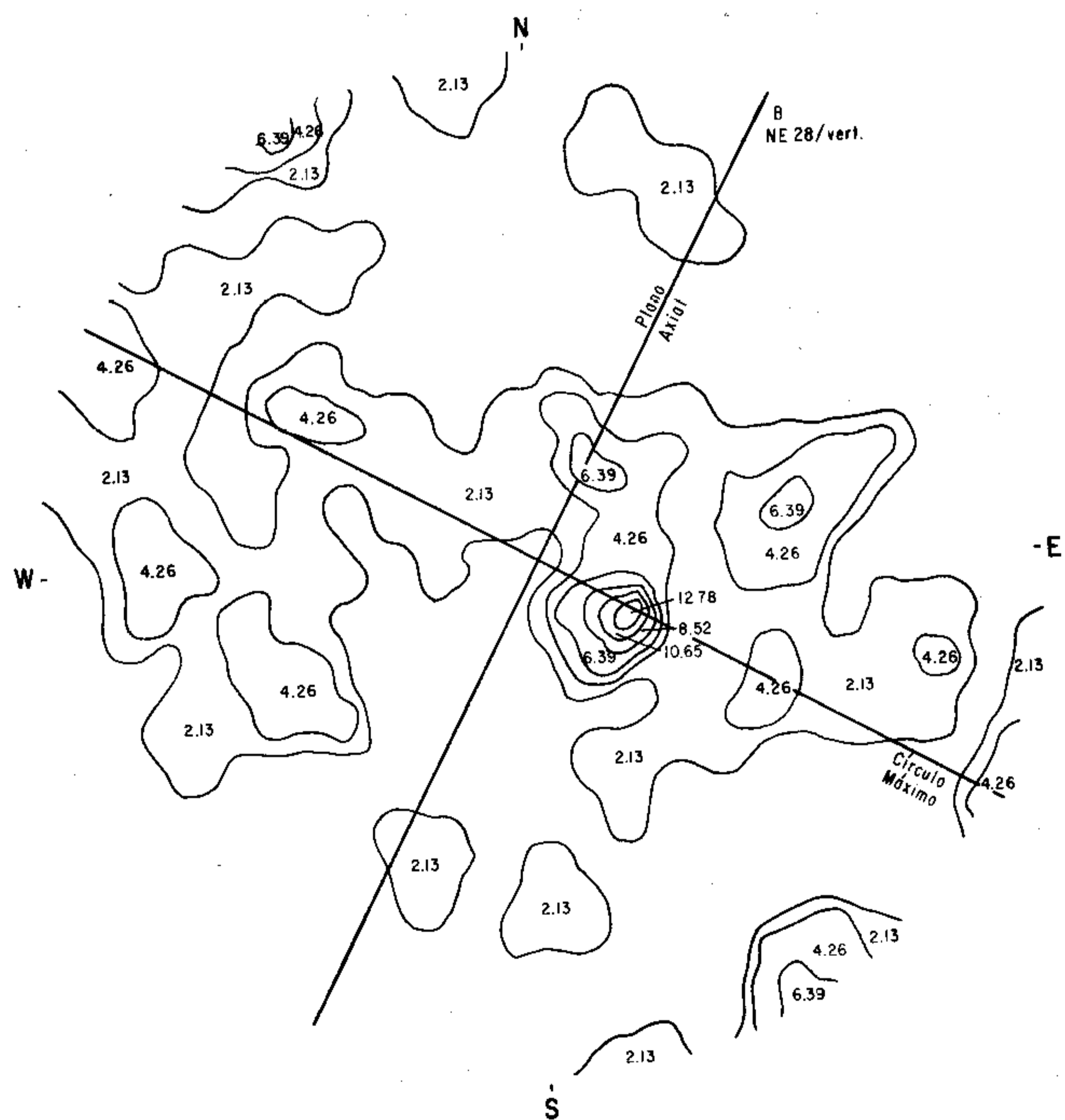


Figura 7.- Diagrama de densidades de polos de foliación de la parte meridional de la secuencia básico-ultrabásica (Atopotitlán).

respectivamente. Resalta, en la figura ya citada, la presencia de intervalos menores asociados a los patrones principales antes mencionados, cuya distribución cubre casi la totalidad de los intervalos restantes en la roseta. Lo anterior pone de manifiesto una dispersión muy amplia de orientaciones, característica que pudiera considerarse producto del emplazamiento de la masa serpentinizada o, bien, representativa de una estructura de tipo cóncavo, similar al resultado obtenido en el diagrama de polos de la Figura 6.

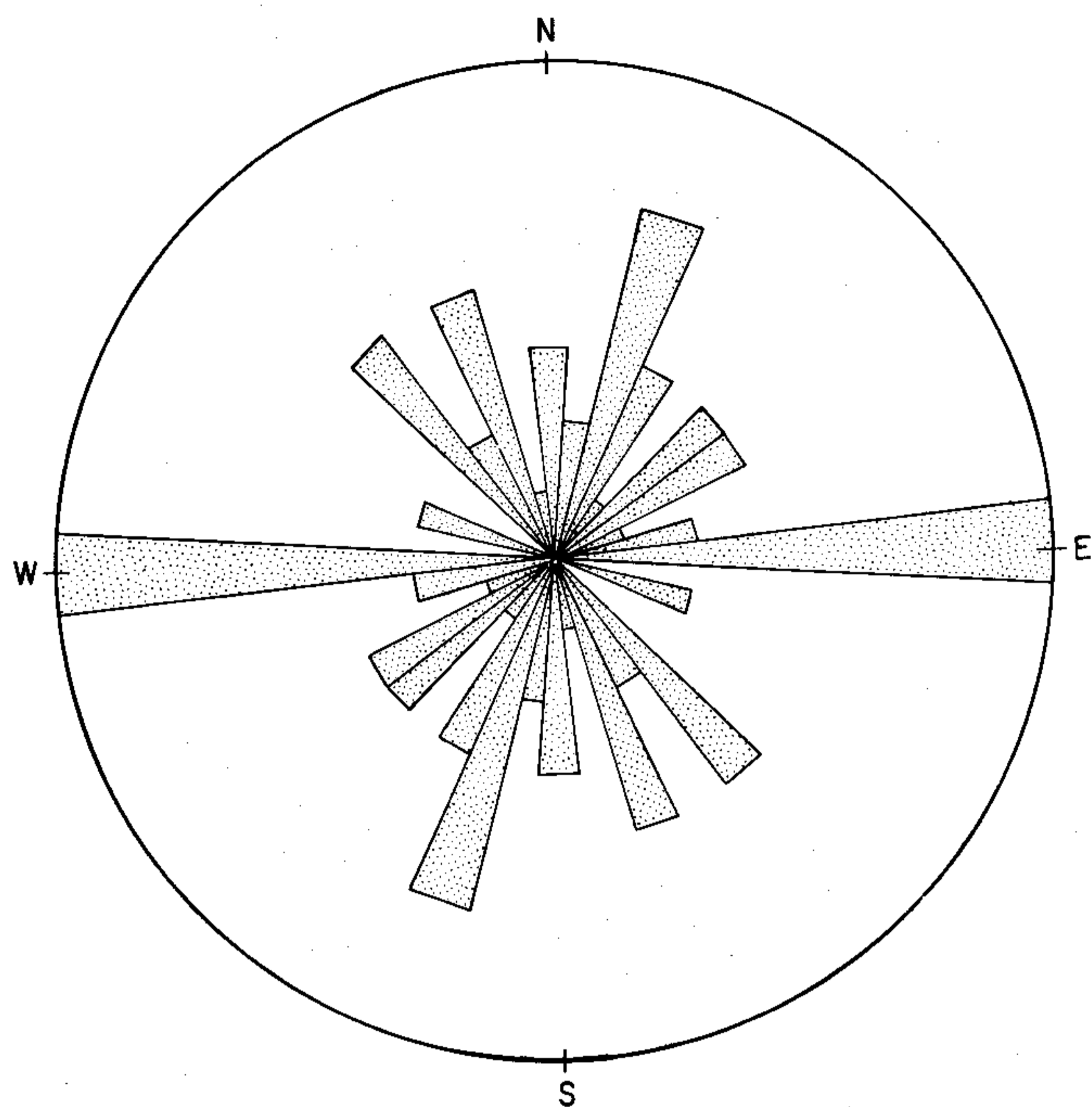


Figura 8.- Diagrama de distribución de frecuencias de la orientación de fracturas y diaclasas.

ESTRUCTURAS MAYORES

En sentido estricto, las estructuras principales desarrolladas en el cuerpo serpentizado son los planos de foliación en la serpentina; sin embargo, es importante mencionar aquí algunas características mayores, asociadas tanto a la removilización plástica durante el emplazamiento de la misma, como al régimen tectónico predominante en la región. En orden de magnitud, el fallamiento inverso es la característica estructural más conspicua, dentro y en los límites del cuerpo ultrabásico. Se observó fallas inversas de ángulo bajo (5 a 15°) en las partes centrales del cuerpo, cuyos órdenes de desplazamiento fueron estimados en algunos metros, aunque en ocasiones las fallas fueron descritas mejor como planos de discontinuidad, entre las distintas masas de serpentina, con magnitudes de desplazamiento menores. Estas superficies de deslizamiento están caracterizadas por el desarrollo de asbesto de fibra deslizada (la dirección de la fibra es paralela a las paredes de la falla), así como por la presencia de magnesita y, en grado menor, clorita y talco. Cantidades considerables de este último fueron observadas en las áreas de fallamiento inverso, que ponen en contacto al cuerpo ultrabásico con el grupo metasedimentario.

En algunos casos, se reconoció partes del cuerpo ultrabásico que aparentemente han sido dislocadas por movimientos, cuyos componentes principales son horizontales (Figuras 3 y 4). En éstos, la presencia de talco y magnesita no es tan común; sin embargo, se reconoció asbesto de fibra deslizada que rellena estos planos de discontinuidad. Este tipo de estructuras también se observa en la porción central del cuerpo y eventualmente en la meridional. Es importante puntualizar que en todos los casos el asbesto comercial se encuentra alojado en ambos tipos de estructura y que en ocasiones el espesor de las masas de este mineral llega a alcanzar hasta 0.5 m. De menor importancia son aquellas áreas de fracturamiento intenso, ocupadas por asbesto de fibra cruzada (la dirección de la fibra es perpendicular a las paredes de la fractura), cuya presencia es más frecuente en la parte septentrional del cuerpo.

Algunas estructuras menores corresponden a pliegues discontinuos, con charnelas en *chevron*, que deforman y ondulan las superficies de foliación del esquistos de serpentina. La abundancia de éstos parece acentuarse en la parte meridional del cuerpo (cerro El Campeón) y se considera que también representan el segundo evento de serpentinización.

SÍNTESIS ESTRUCTURAL

Con base en los diagramas de densidad de polos, las orientaciones e inclinaciones de los planos axiales, y la roseta de diaclasas y fracturas, es posible sintetizar las características estructurales de la siguiente manera:

a. Las orientaciones de los planos axiales de las estructuras plegadas en el norte, centro y sur del cuerpo ultrabásico son: N20°E, N15°E y N28°E, respectivamente. El promedio de estas orientaciones estructurales es de N21°E, que contrasta con la orientación N44°E, estimada para una estructura similar, obtenida del análisis hecho para el grupo metasedimentario, con un total de 42 polos de foliación (Figuras 3 y 9), indicando una deformación incoherente entre estas dos unidades en contacto.

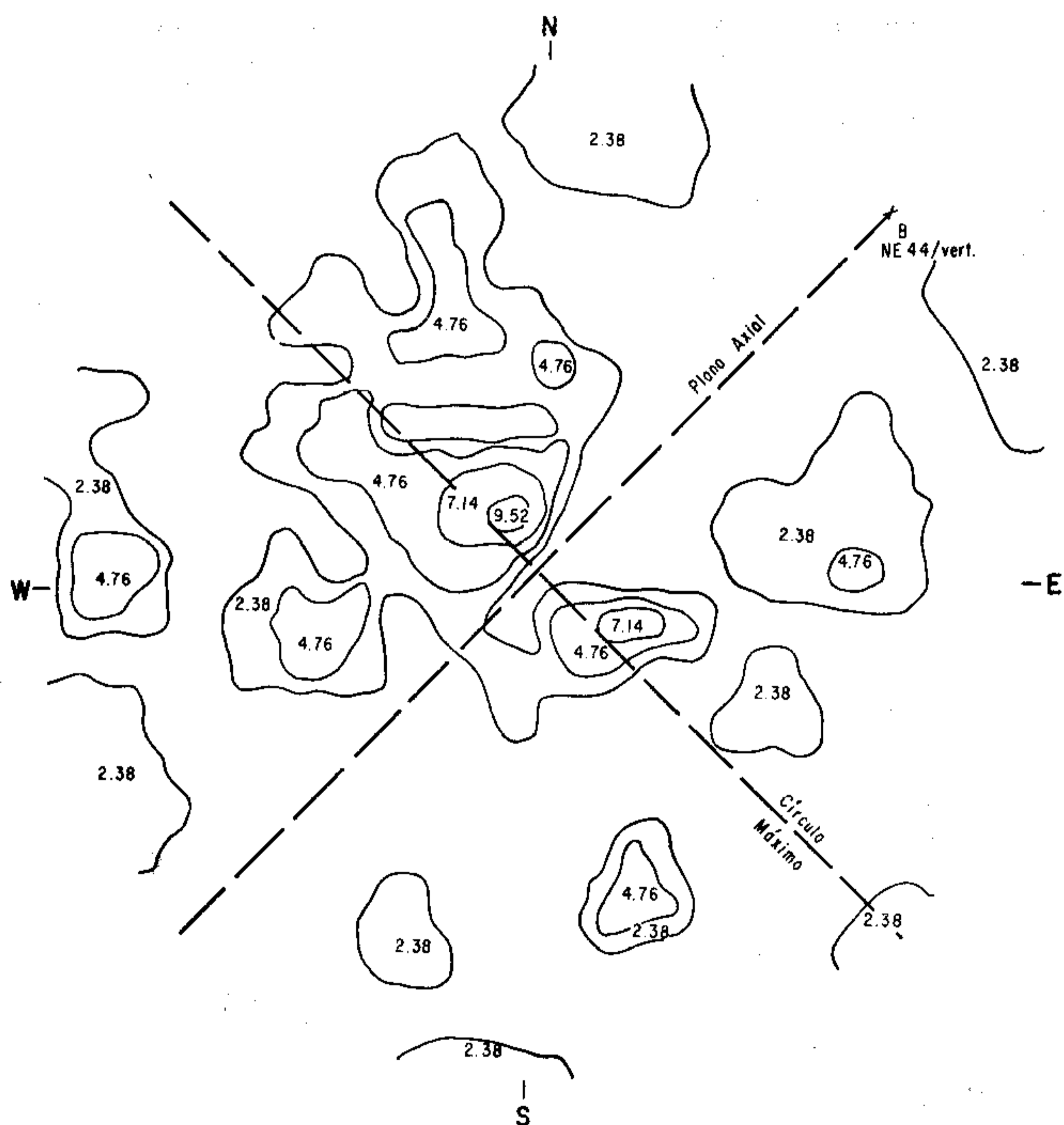


Figura 9.- Diagrama de densidades de polos de foliación del grupo metasedimentario.

b. La inclinación de los planos axiales obtenidos en las Figuras 5, 6 y 7, promedia 80° con una ligera vergencia hacia el E. La magnitud de la inclinación de la foliación en las serpentinitas, puede observarse en las secciones incluidas en la Figura 4. En este caso, tanto los valores obtenidos en los diagramas estereográficos, como los incluidos en las secciones geológicas, muestran una actitud de la masa serpentínica en sentido predominantemente vertical, lo que posiblemente corresponda a la impresión del último movimiento importante en la masa plástica.

c. Se identificó tres patrones principales de fracturamiento, cuyas direcciones son: E-W, N15-25°E y N15-45°W, respectivamente, y una dispersión amplia de rasgos estructu-

rales subordinados a los anteriores.

d. Las estructuras internas mayores (fallas inversas de ángulo bajo, pliegues y fallas de desplazamiento lateral) se encuentran frecuentemente en las partes central y meridional del cuerpo, mientras que en la parte septentrional son escasas. Estas características, junto con la deformación secundaria de los planos de foliación (parte meridional del cuerpo) son consideradas como representantes del segundo evento de serpentinización en esta secuencia.

RELACIONES DE CONTACTO

Las zonas de contacto entre el cuerpo ultrabásico y el grupo metasedimentario están definidas claramente hacia la porción occidental del mismo; se caracterizan por ser planos de fallas inversas con inclinaciones hasta de 60° hacia el E. En la parte oriental del cuerpo, sus relaciones de contacto no son claras debido a la cobertura sedimentaria, formada tanto por los depósitos lacustres de la Formación Tehuitzingo que continúan hacia el N, como por los depósitos conglomeráticos hacia el S. En el extremo suroriental del cuerpo (barranca Amate Prieto, Atopotitlán), el contacto es tectónico con el grupo metasedimentario en su miembro de metatoba. En todos los casos, la relación entre los miembros de este grupo con el cuerpo ultrabásico es discordante.

En la parte septentrional de Tecolutla (barranca El Cielo y cerro El Tecorral; Figuras 3 y 4), se observa algunas fracciones de los miembros de semipelita y metatoba en las partes internas del cuerpo ultrabásico. Éstas se interpretan como remanentes o colgantes imbricados e incluidos en la masa ultrabásica durante su removilización, producto de la serpentinización mecánica (primer evento). A pesar de que en esta parte sus contactos no están bien expuestos, en el cuerpo ultrabásico se observó una marcada ausencia de asbesto y magnetita que en otras áreas caracteriza al contacto entre ambas unidades. Al S de estos afloramientos (barranca Los Venaditos) están localizados dos miembros del grupo metasedimentario (semipelitas y metatobas), cuyo contacto con el cuerpo ultrabásico es uno de los mejor expuestos en el área de estudio por su claridad, ausencia de vegetación y facilidad de acceso.

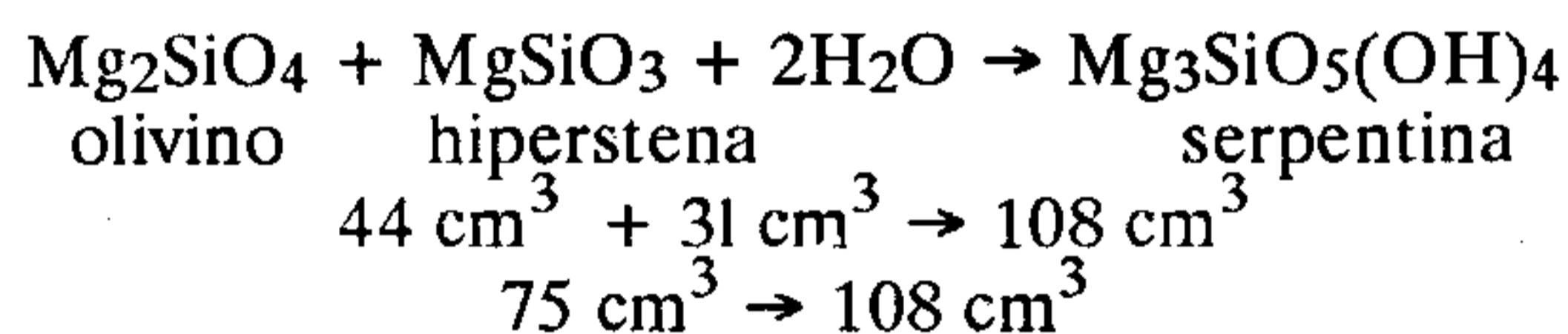
DISCUSIÓN Y MECÁNICA DE EMPLAZAMIENTO

Con base en sus características petrológicas y del marco geológico definido con anterioridad, la secuencia básico-ultrabásica descrita en el presente trabajo es correlacionable con la Formación Xayacatlán, establecida por Ortega-Gutiérrez (1975). Dicha formación ha sido originalmente interpretada como parte de una secuencia ofiolítica, que se generó a partir de un proceso de oceanización y adelgazamiento cortical entre dos masas continentales, parte de un ciclo Wilson. De acuerdo con Ortega-Gutiérrez (1978 y 1981a), este ciclo representa la evolución tectonotérmica del Complejo Acatlán hacia fines del Paleozoico, permitiendo interpretar el emplazamiento de la corteza continental de la secuencia básico-ultrabásica de Piaxtla-Tecomatlán (fuera del área cartografiada) y de otros cuerpos ultrabásicos distribuidos en dicho complejo (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Si bien este es el marco tectónico más viable para explicar la ubicación cortical de la secuencia ultrabásica de Tehuitzingo, las características descritas con anterioridad permiten identificar, por lo menos, dos eventos de magnitudes considerables cuya distribución en tiempo es muy posiblemente pos-

terior a la historia tectónica del área de estudio. En este contexto, y por el entorno geológico que se ha descrito para esta zona, se puede interpretar que el emplazamiento y ascenso de la masa serpentinita a niveles corticales superiores, se ha llevado a cabo durante el Cretácico Tardío-Paleógeno [equivalente a Laramide (?)]. Es importante mencionar aquí las relaciones de contacto que el cuerpo ultrabásico guarda con los depósitos sedimentarios del Reciente hacia la parte E, así como la presencia de zonas de fallamiento normal y pliegues dentro de la Formación Tehuiztingo en los límites de estos contactos, como se describió en párrafos anteriores.

Dadas las condiciones de serpentización de este cuerpo (casi 100%), y considerando que la composición del protolito del mismo sea químicamente de tipo harzburgítico (principalmente olivino e hiperstena normativos; Tabla 3), es posible ejemplificar de manera muy genérica dicho fenómeno, a partir de la introducción de agua a este sistema (Best, 1982):



De aquí se observa que el aumento de volumen asociado a la serpentización de un protolito con esa composición es del orden del 44%. Por otro lado, si se considera la densidad promedio de una harzburgita y una serpentinita (3.3 y 2.7 g/cm³, respectivamente; Coleman, 1971), entonces, la pérdida en densidad asociada a la serpentización es del orden del 24%. Aunado a lo anterior, y considerando la ausencia de minerales y texturas originales, se propone en este estudio que un grado de serpentización como el estimado anteriormente para este cuerpo (100%) sea capaz de producir el incremento de volumen y la pérdida de densidad calculados.

Esta serpentización, según se observó, se divide, por lo menos, en dos eventos principales: el primero de ellos, que serpentizó parcialmente a la masa harzburgítica bajo condiciones de cizallamiento, y el segundo desarrollado a partir de la adición de agua al sistema olivino-hiperstena restante, que serpentizó totalmente al protolito (esteatización).

Ahora bien, un mecanismo de emplazamiento es necesario para explicar a partir de este fenómeno tanto el ascenso y juxtaposición de la masa serpentizada sobre el grupo metasedentario [Formación Tecomate (?)], como los efectos estructurales observados en los depósitos del Reciente (E del cuerpo ultrabásico). En este sentido, se ha descrito, según modelos experimentales y analíticos, los efectos que resultan de la inversión en densidades y en aumento de volumen entre una masa rocosa y su cobertura litostática, de manera similar a la de los domos salinos (Talbot y Jackson, 1987). A este respecto, una de las principales consecuencias dinámicas de la combinación de ambos procesos, es el ascenso plástico de grandes volúmenes de material, susceptibles de atravesar hasta varios kilómetros de roca sobreyacente (Hobbs *et al.*, 1976). Por lo tanto, un mecanismo de emplazamiento diapírico, que responda a este tipo de fenómenos, es una interpretación viable, aunque no única para explicar la ubicación del cuerpo ultrabásico de Tehuiztingo, en el nivel cortical en el que se encuentra expuesto. En este sentido, Delgado-Argote (1986a y 1986c) propone que es posible que se emplace diapíricamente un cuerpo ultrabásico serpentizado al 75%, cuyos valores estimados de incremento de volumen y pérdida de densidad sean del 30 y 36%, respectivamente.

Las actitudes subverticales y verticales de los planos axiales, obtenidas en el análisis estructural discutido en el apartado anterior, si bien no son exclusivas de cuerpos con características de este tipo, sí son congruentes con una estructura de tipo diapírico, como se muestra en la interpretación de las secciones geológicas (Figura 4).

Es importante mencionar que el modelo planteado aquí para la masa ultrabásica, tiene carácter únicamente de interpretación preliminar en la mecánica de su emplazamiento y no pretende que se descarte el papel que haya tenido su protolito durante los estadios iniciales de la evolución del Complejo Acatlán, conforme ha sido descrito por Ortega-Gutiérrez (1978). Los autores consideran aquí que se trata de una consideración dinámica que permita explicar los efectos de una serpentización tan intensa, de manera similar a como se ha establecido para otros complejos ultrabásicos en el sur de México.

CONCLUSIONES

1. La secuencia básico-ultrabásica de Tehuiztingo se caracteriza por tener asociaciones ultrabásicas de esquisto de serpentina, serpentinita masiva, esquistos de talco, clorita y magnesita, y básicas de diques espilíticos y metagabros. El grado de serpentización de la asociación ultrabásica se estima cercano al 100%, y se divide en un evento asociado con condiciones de cizallamiento, y otro de tipo hidrotermal, comprendidos posiblemente durante el Cretácico Tardío-Paleógeno (?).

2. Con base en los análisis químicos de la serpentinita, se deduce que el protolito más probable para la secuencia ultrabásica es una roca de composición harzburgítica (principalmente olivino e hiperstena normativos).

3. Las tendencias verticales de los planos axiales y de la foliación en general de las serpentinitas, así como el aumento de volumen y pérdida de densidad del protolito (44 y 24%) producto de la serpentización, permiten interpretar preliminarmente una mecánica de emplazamiento para la masa serpentizada de tipo diapírico.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen sinceramente al Dr. Fernando Ortega-Gutiérrez, por las facilidades otorgadas para la realización de este estudio, así como por su interesante revisión crítica y comentarios al manuscrito. Asimismo, se agradece la revisión crítica y comentarios del Dr. R. Gordon Gastil, el Dr. M. J. Walawender y del Dr. J. C. Carfantan.

De la misma forma, agradecemos a la Ing. Adriana Guzmán de la Campa por su participación en el trabajo de campo y mecanografiado del manuscrito. Al Sr. Enrique Gutiérrez-Navarrete, por su apoyo en las figuras definitivas de este artículo, y a la Sra. Aurora Manzanares por su cooperación siempre oportuna en el trabajo mecanográfico. Las opiniones y sugerencias del Ing. Jorge Nieto Obregón y del Ing. Gerardo Carrasco Núñez, enriquecieron sustancialmente la elaboración del presente estudio. Finalmente, nuestro más franco agradecimiento a la gente de Tlachinola y Tecolutla, por su asistencia y auxilio durante las sesiones de trabajo de campo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Amstutz, G. C., 1974, Spilites and spilitic rocks, *International Union of Geological Sciences, series A, núm. 4*: Berlín, Springer Verlag, p. 1-5.

- Best, M. G., 1982, *Igneous and metamorphic petrology*: Nueva York, W. H. Freeman, 620 p.
- Calderón-García, Alejandro, 1956, Estratigrafía del Mesozoico y tectónica del sur del Estado de Puebla, México: México, D. F., Congreso Geológico Internacional, 20, Libro-guía de la excursión A-11, p. 9-33.
- Coleman, R. G., 1971, Petrologic and geophysical nature of serpentinites: *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 897-918.
- Deer, W. S., Howie, R. A., y Zussman, J., 1962, *Rock forming minerals*: Nueva York, John Wiley, cinco vols.
- Delgado-Argote, L. A., 1986a, Geologic and economic study of ultramafic complexes of the coast of Guerrero, Mexico: Tucson, University of Arizona, tesis de maestría, 137 p. (inédita).
- 1986b, Síntesis de áreas máficas y ultramáficas de México y su potencial económico: *Sociedad Mexicana de Mineralogía, Boletín de Mineralogía*, v. 2, p. 20-40.
- Delgado-Argote, L. A., Rubinovich-Kogan, R. E., y Gasca-Durán, Abel, 1986c, Descripción preliminar de la geología y mecánica de emplazamiento del complejo ultrabásico cretácico de Loma Baya, Guerrero: *Geofísica Internacional (México)*, v. 25, p. 537-558.
- Fries, Carl, Jr., y Rincón-Orta, César, 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Bol.* 73, p. 57-133.
- Hobbs, B. E., Means, W. D., y Williams, P. F., 1976, *An outline of structural geology*: Nueva York, John Wiley, 571 p.
- LeMaitre, R. W., 1976, The chemical variability of some common igneous rocks: *Journal of Petrology*, v. 17, p. 589-637.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1975, The pre-Mesozoic geology of the Acatlán area, south Mexico: Leeds University, disertación doctoral, 166 p. (inédita).
- 1978, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 2, p. 112-131.
- 1979, Cálculo del elipsoide de deformación en un metaconglomerado de la Formación Tecomate, área El Tecomate, Estado de Puebla: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 3, p. 116-121.
- 1981a, La evolución tectónica premisisípica del sur de México: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 5, p. 140-157.
- 1981b, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: *Geofísica Internacional (México)*, v. 20, p. 177-202.
- Ragan, D. M., 1980, *Geología estructural*: Barcelona, Omega, 207 p.
- Rodríguez-Torres, Rafael, 1970, Geología metamórfica del área de Acatlán, Estado de Puebla: *Sociedad Geológica Mexicana, Libro-guía excursión México-Oaxaca*, p. 51-54.
- Ruiz-Castellanos, Mario, 1970, Reconocimiento geológico en el área de Mariscal-Amatitlán, Estado de Oaxaca: *Sociedad Geológica Mexicana, Libro-guía excursión México-Oaxaca*, p. 55-66.
- Salas, G. P., 1949, Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 1, p. 79-156.
- Solís-Muñoz, H. T., 1978, Exploración minera en el cuerpo serpentizado de Tehuitzingo, Mpio. de Tehuitzingo, Puebla: México, D. F., Consejo de Recursos Minerales, Seminario interno sobre exploración geológico-minera, 7, Memoria técnica, p. 301-323.
- Streckeisen, A. L., 1973, Plutonic rocks—Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the systematics of igneous rocks: *Geotimes*, v. 18, p. 26-31.
- Talbot, C. J., y Jackson, P. A., 1987, Salt tectonics: *Scientific American*, v. 257, p. 70-79.
- Vallance, T. G., 1965, On the chemistry of pillow lavas and the origin of spilites: *Mining Magazine, Journal Mineralogical Society*, v. 34, p. 471-481.
- 1974, Pyroxenes and the basalt spilite relation: *International Union of Geological Sciences, series A*, núm. 4, p. 59-67.
- Winkler, H. G. F., 1979, *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Berlín, Springer-Verlag, 348 p.

Manuscrito presentado: 3 de agosto de 1988.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 1 de septiembre de 1990.

Manuscrito aceptado: 1 de octubre de 1990.