

GEOLOGÍA PRELIMINAR DE LA SECUENCIA VOLCANOSSEDIMENTARIA Y SERPENTINITAS ASOCIADAS DEL JURÁSICO(?) DEL ÁREA DE CUICATLÁN-CONCEPCIÓN PÁPALO, OAXACA

Luis Alberto Delgado-Argote*

RESUMEN

El área comprendida entre Cuicatlán y Concepción Pápalo, Oaxaca, forma parte de la paleocuenca de Tehuantepec-Tehuacán o Cuicateca. En ella afloran rocas sedimentarias no metamorfoseadas del Cenozoico y rocas volcánicas piroclásticas y sedimentarias interestratificadas del Mesozoico, las cuales han sido metamorfoseadas en grado bajo. Dentro de la secuencia mesozoica, en contacto con las rocas metapiroclásticas, se localizó un potente cuerpo de serpentinitas cuyo emplazamiento tectónico está bien definido por una estructura planar de fluidez.

Durante la tectónica compresiva del Cretácico Tardío, la región sufrió una deformación general, quedando el área sobre el flanco occidental de un anticlinal amplio, de orientación N10°E e inclinación de 34° al poniente.

De los estudios textural y mineralógico de las serpentinitas, las cuales se interpreta como raíces del arco volcánico dentro del cual están emplazadas, se deduce que las rocas ultramáficas sufrieron por lo menos tres procesos de serpentización de intensidades distintas. El inicial, probablemente *in situ*, está asociado a un incremento de temperatura y posible movimiento diapírico de serpentinitas por aumento de volumen. El segundo evento, de intensidad mayor, se asocia a la deformación compresiva cretácica, involucrando un transporte lateral considerable, así como la formación del yacimiento de asbesto de Concepción Pápalo. El último evento está referido a un incremento de temperatura local asociado a un aumento ligero de volumen.

Desde el punto de vista paleogeográfico, la litología y los procesos mencionados están dentro de la Cuenca Cuicateca, la cual presumiblemente se formó durante el Jurásico Tardío o el Cretácico Temprano.

Palabras clave: serpentinita, rocas ultramáficas, Cuicatlán, Concepción Pápalo, Oaxaca, México.

ABSTRACT

The area comprised between Cuicatlán and Concepción Pápalo, Oaxaca, belongs to the Tehuantepec-Tehuacán or Cuicateco paleobasin. It is constituted by unmetamorphosed sedimentary rocks of Cenozoic age and Mesozoic rocks which include metamorphosed volcanic flows, metapyroclastics and interbedded metasediments. A large block of serpentinites is tectonically emplaced into the Mesozoic sequence which is defined by flow planes.

Related to the Late Cretaceous compressive tectonics, the whole area experimented a general deformation, where the resulting structures verge eastward. The region lies on the western limb of a broad anticline, the former having an attitude of N10°E/34°W.

From the textural and mineralogical study of the serpentinites, which are considered to be part of the roots of an island-arc, it is considered that the ultramafic rocks experienced at least three distinctive processes of serpentization. The first took place *in situ*, and probably is associated with conditions of rising temperature and a probable diapiric movement of the serpentinites by volume increase. The second is related with the regional and more intense Late Cretaceous deformation, in which a considerable lateral transport of the serpentitized mass took place developing the well-known chrysotile deposit of Concepción Pápalo. The last recorded event is referred to a local rise in temperature accompanied by a slight volume increase.

The lithology and the mentioned processes are enclosed within the Cuicateca Basin which developed during the Upper Jurassic or Early Cretaceous.

Key words : serpentinite, ultramafic rocks, Cuicatlán, Concepción Pápalo, Oaxaca, Mexico.

INTRODUCCIÓN

En este estudio se presenta las características geológicas de rocas metavolcánicas y metasedimentarias, en las que está incluido un cuerpo amplio de serpentinita

que aflora en la vecindad de Concepción Pápalo, Oaxaca. El artículo está enfocado principalmente hacia la definición del ambiente geológico y condiciones de emplazamiento del cuerpo ultramáfico, el cual es conocido, desde hace tiempo, porque contiene asbesto de rendimiento económico. Asimismo, se discute la evolución tectónica de esa parte de Oaxaca con relación a la de las zonas del Caribe y del Atlántico.

En el mapa geológico del sur de México presentado por Ortega-Gutiérrez (1981; Figura 1), se observa

* Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D. F. Dirección actual: Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE), División Ciencias de la Tierra, Espinoza 843, 22800 Ensenada, B. C.

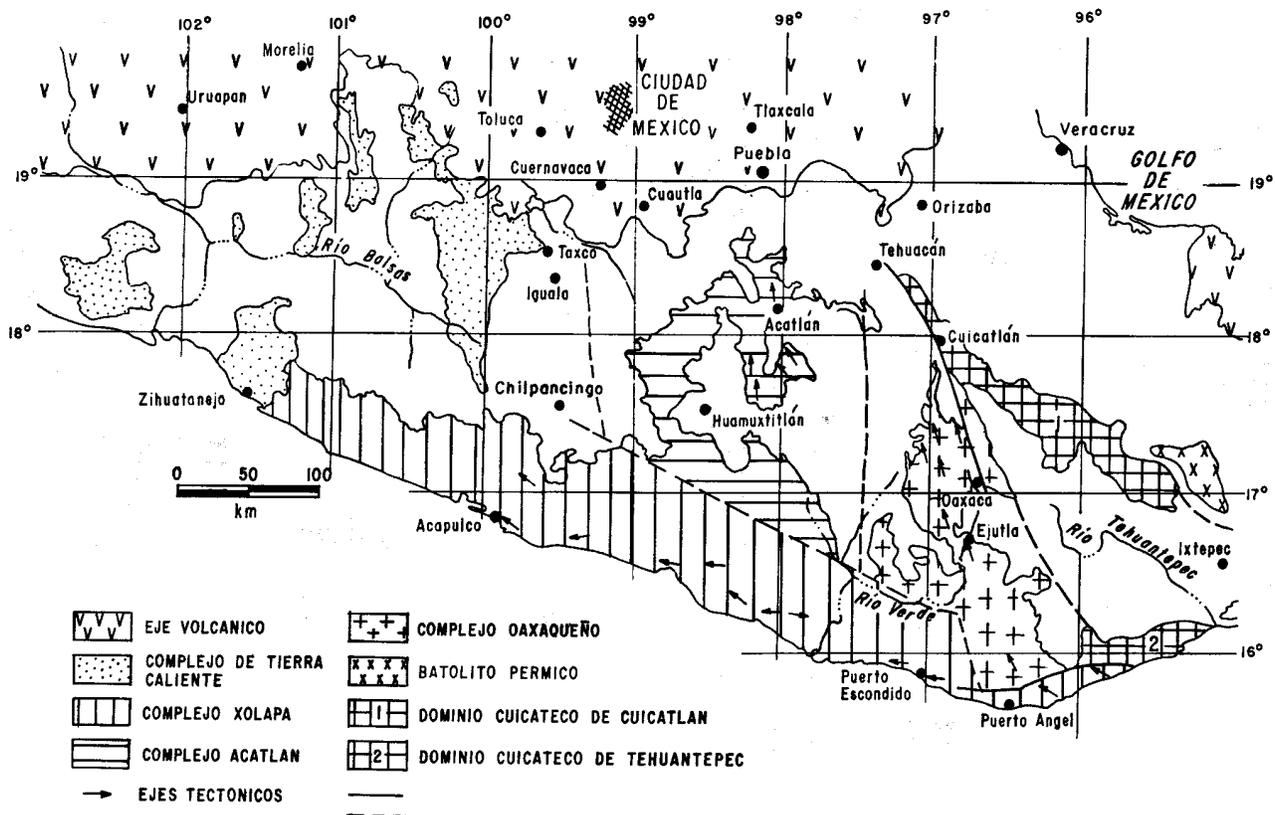


Figura 1.- Mapa geológico de localización en el que se muestra la relación de distribución del Dominio Cuicateco, de Carfantan (1984), con los terrenos cristalinos del sur de México (Ortega-Gutiérrez, 1981).

que la región queda comprendida en un dominio epimetamórfico llamado Cuicateco (Carfantan, 1983) o Terreno Juárez (Campa y Coney, 1983). Este terreno está formado por una asociación litológica típica de cuenca asociada a un arco volcánico, desarrollada durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano. Carfantan (*op. cit.*) señaló, como característica de la región, la presencia de asociaciones máfico-ultramáficas de diabasas, gabros y peridotitas de supuesta afinidad ofiolítica de piso oceánico.

Tradicionalmente, se ha interpretado las series ofiolíticas como fragmentos de corteza oceánica emplazados tectónicamente en ambientes continentales (Coleman, 1977). De acuerdo con el criterio establecido durante el *Penrose Field Conference on Ophiolites* de 1972 (*in* Avé Lallemant, 1984), una ofiolita es una asociación de rocas que comprende por lo menos cuatro unidades litológicas, a saber: (a) Complejo ultramáfico; (b) Complejo gabroico; (c) Complejo máfico de diques; y (d) Complejo volcánico máfico. Por otro lado, Avé Lallemant (*op. cit.*) sugirió el uso de este término sin implicaciones genéticas, en vista de que se identifica complejos diferentes de este tipo sin relación con ambientes oceánicos o que, por lo menos, presentan diferencias claras con las secuencias observadas en la corteza oceánica actual (Coleman, 1984). Así, en este artículo se adoptó algunos de los criterios de Snoke y colaboradores (1982) para diferenciar las series de tipo ofiolítico de aquellas asociadas con arcos volcánicos.

Utilizando datos de petrología experimental de

Green (1976) y Green (1980), se discute el ambiente tectónico propuesto por Carfantan (1983, 1984), quien incluye a la secuencia de Cuicatlán-Concepción Pápalo dentro de la Cuenca Cuicateca definida entre Tehuantepec, Oaxaca, y Tehuacán, Puebla, asociada a la formación de la cuenca oceánica caribeña.

Como se observa en la Figura 2, los trabajos de campo incluidos aquí fueron desarrollados, principalmente, a lo largo del camino que va de Cuicatlán a Concepción Pápalo y en los alrededores de los afloramientos ultramáficos principales de la última localidad y de San Lorenzo Pápalo. Asimismo, se efectuó un estudio breve de reconocimiento en San Juan Coyula, área donde una compañía minera del sector privado realizó exploraciones de asbesto.

GEOLOGÍA DEL ÁREA ESTUDIADA

La litología presente entre Cuicatlán y Concepción Pápalo está constituida por unidades sedimentarias del Cenozoico y volcanosedimentarias del Mesozoico. Dentro de estas últimas, está emplazado el cuerpo de serpentinita que incluye al yacimiento de asbesto de Concepción Pápalo. En seguida, se describe dichas unidades en orden creciente de antigüedad (Figura 2).

CUBIERTA SEDIMENTARIA PLIOCÉNICO-CUATERNARIA

La exposición de esta unidad se restringe a la cuenca drenada por el Río Grande, el cual pasa a un costado de Cuicatlán. La sucesión estratigráfica presenta una

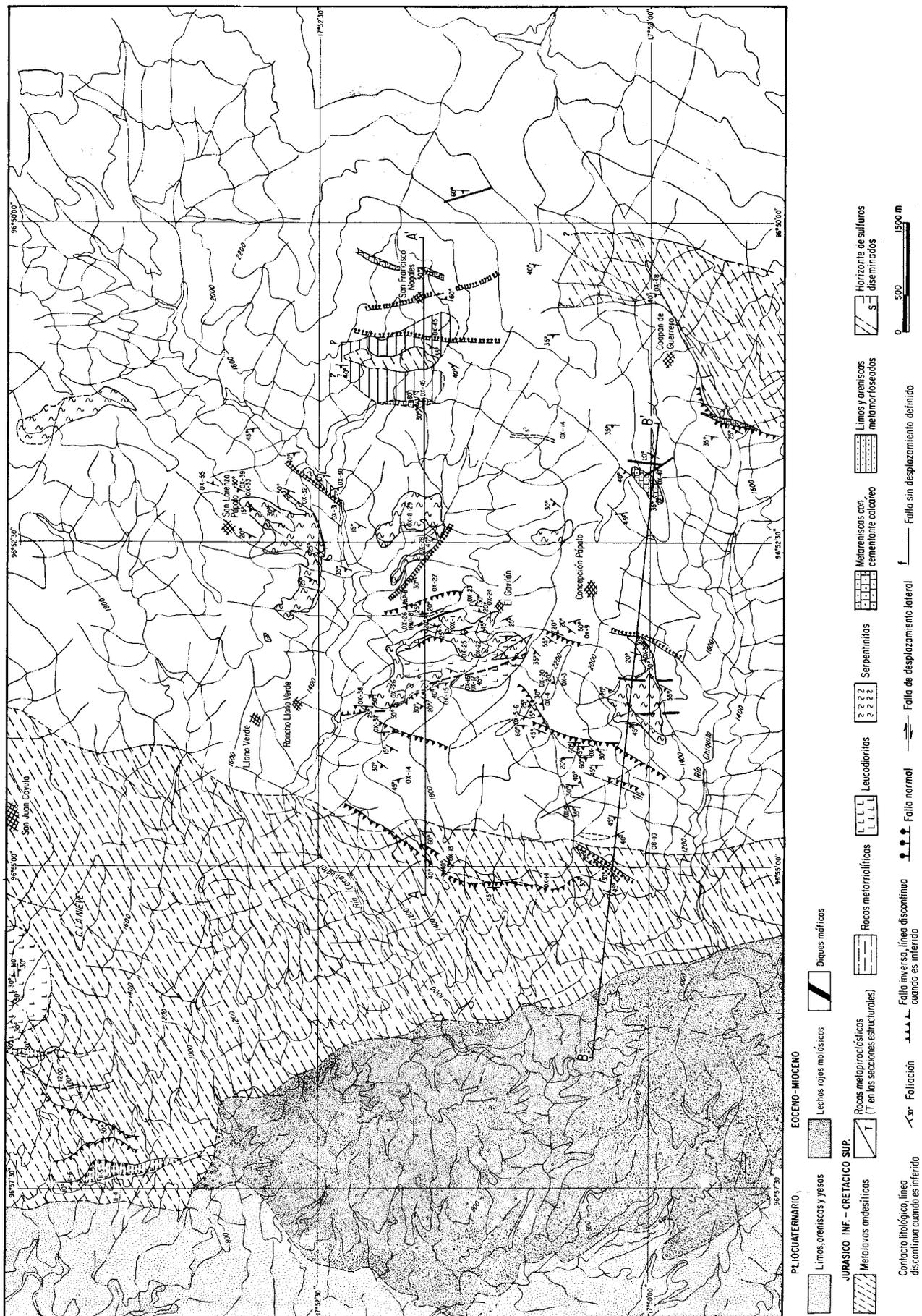


Figura 2.- Mapa geológico de los rasgos litológicos y estructurales principales del área de Cuicatlán-Concepción Pápalo. Topografía base tomada del mapa topográfico provisional "Hoja Cuicatlán", INEGI, 1984.

orientación persistente N50°W y sus inclinaciones tienen un promedio de 20° hacia el nororiente. La unidad está constituida principalmente por limo, arena y horizontes conglomeráticos oligomícticos, cuya madurez varía desde pobre hasta bien desarrollada. Hacia San Juan Coyula, esta unidad está formada por grauvaca lítica, verde, que forma estratos con un espesor promedio de 1 m y que incluye horizontes interestratificados de yeso, cuyos espesores son normalmente de 30 cm. Descansa, de manera discordante, sobre lechos rojos, con los cuales contrasta notablemente por la coloración parda clara de estos últimos y porque éstos ocupan, también, las partes topográficamente más bajas. La presencia de evaporitas, así como la distribución restringida de esta unidad, parecen definir una cuenca continental somera, posiblemente de tipo *sabkha* (Dr. Jaime Barceló-Duarte, comunicación personal, 1985).

LECHOS ROJOS

Estos depósitos molásicos continentales están formados por fragmentos grandes, subredondeados, de rocas metavolcánicas, sobre las cuales descansan. Su localización se circunscribe a la margen izquierda del Rfo Grande y, al igual que los depósitos que los sobreyacen, presentan una orientación promedio de N50°W e inclinaciones variables hacia el nororiente, debido al basculamiento frecuente provocado por fallas normales numerosas, por las cuales se tiene una morfología característica de acantilados.

Se infiere una edad miocénica temprana para la formación de la paleocuenca, en la que fueron depositados, en fecha más o menos contemporánea, los lechos rojos. Esta deducción cronológica es comparativa, tomando como base las observaciones hechas por Carfantan (1984) a nivel regional, principalmente en las zonas meridional y central del Estado de Oaxaca.

DIQUES MÁFICOS

Como se muestra en las Figuras 2 y 3, gran parte del área está afectada por intrusiones de diques pequeños de composición andesítico-basáltica. Estos son, posiblemente, contemporáneos a los depósitos molásicos y están relacionados con los mismos procesos distensivos del Mioceno, aunque no hay evidencia de que los lechos rojos estén cortados por los diques. Estas rocas ígneas tienen una disposición vertical y rumbos de tendencia norte-sur, con espesores variables que promedian 5 m; no presentan efectos de deformación o metamorfismo.

SECUENCIA VOLCANOSEDIMENTARIA

Dentro de este grupo se incluye derrames de lava y rocas piroclásticas, volcánicas y clásticas carbonosas interestratificadas. Esta serie, en conjunto, forma aproximadamente el 80% de la litología expuesta en el área cartografiada. Presenta un grado de metamorfismo regional de la facies de esquisto verde, con desarrollo local de milonita y cataclasita. El conjunto presenta una deformación persistente paralela a la foliación, con fallamiento inverso asociado a una vergencia hacia el oriente. Se describe a continuación las características principales que definen a las unidades mencionadas.

Metalavas. Siguiendo el sentido estratigráfico descendente, los derrames de lava metamorfoseados infrayen discordantemente a los lechos rojos y sobreyacen de manera concordante a las rocas metapiroclásticas. El espesor inferido de esta unidad volcánica es mayor que 500 m, según los afloramientos de la porción occidental del área, aunque hacia el NW de ésta, debe ser considerablemente mayor. Otros cuerpos de metalava afloran hacia el oriente, en Coapan de Guerrero, en arreglo concordante aparente con la unidad metapiroclástica. Están afectados, localmente, por fallamiento normal e inverso,

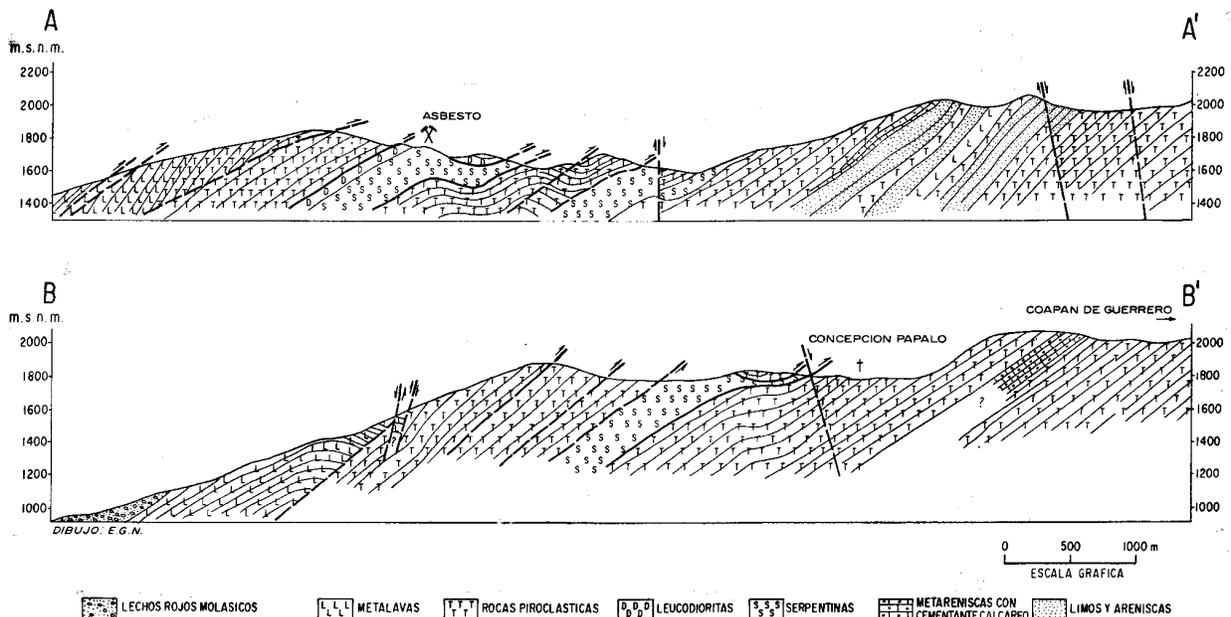


Figura 3.- Secciones estructurales esquemáticas de las líneas A-A' y B-B' del mapa geológico (Figura 2).

sobre todo en los contactos con rocas de menor competencia (horizontes de arenisca fina y/o metatoba). El aspecto de los afloramientos de la porción occidental del área es bandeado, estratificado y masivo, mientras que en la porción oriental, la mayoría de las rocas es masiva. En cuanto a su textura, ambos cuerpos varían desde equigranulares hasta porfídicos, con foliación intensa. Hacia el sudponiente de Llano Verde, en las zonas asociadas con fallamiento inverso y deformación intensa, se forman algunas estructuras de tipo *boudinage* que tal vez estén relacionadas con estructuras primarias de posible tipo almohadillado. En esta zona se reconoció, también, filonitas desarrolladas localmente en metalavas, las cuales forman bandas pequeñas y bien definidas, ricas en biotita y plagioclasa con cuarzo en bandas y ojos, evidenciando, en parte, cierta actividad hidrotermal potásica(?). A este fallamiento inverso se asocian fallas paralelas pequeñas y cóncavas hacia el poniente, de tipo lítrico. En lámina delgada, muestran microcizallamiento oblicuo y subparalelo a la foliación, textura protomilonítica y relleno de clorita rica en Fe y epidota.

En conjunto, la mineralogía más abundante en las metalavas está definida, sobre todo, por hornblenda rica en Na, clinozoisita, albita, clinopiroxeno urazitizado y espinela escasa. En rocas relativamente frescas, es posible reconocer andesina y labradorita escasa.

Rocas metapiroclásticas. Considerando las interestratificaciones de grauvaca y otros horizontes pequeños de composición distinta, esta unidad de rocas forma aproximadamente el 40% de la litología terciaria y mesozoica en conjunto. Infrayace de manera concordante a la unidad de metalavas y es de interés particular porque constituye la única unidad donde se presenta serpentinita emplazada tectónicamente. En el aspecto mecánico, son menos competentes que la unidad de metalavas; están deformadas con mayor intensidad y asociadas con fallamiento inverso. De la misma manera, y considerando esta condición estructural, su relación con las rocas ultramáficas es concordante; estas últimas presentan un aspecto de manto, en contactos que pudieran ser definidos como estructuras planares de fluidez.

El aspecto de las rocas metapiroclásticas es foliado con desarrollo local de estructuras de tipo *boudinage*, con bandas de cuarzo. La inclinación de la estratificación es persistente hacia el poniente, paralela a la foliación, exceptuando las estructuras anticlinales pequeñas, desarrolladas sobre los contactos con la serpentinita, emplazada por deslizamiento tectónico (Figura 3).

En el área cartografiada, el espesor del conjunto de rocas ultramáficas, metapiroclásticas y metasedimentarias es posiblemente menor que los 3,000 m medidos (Figura 3), ya que la secuencia puede estar duplicada por engrosamiento estructural (por fallamiento inverso, principalmente). Este hecho es importante, especialmente en la parte media del área, justo donde se presentan los afloramientos de rocas ultramáficas serpentinizadas, las cuales debieron haber desempeñado un papel importante como horizonte de deslizamiento, según se describe adelante.

Vista en el microscopio, la estructura interna de las rocas metapiroclásticas se caracteriza por la presencia

de microcizallamiento abundante, oblicuo a la foliación, así como desarrollo intenso de vetillas de cuarzo dispuestas también de manera oblicua al cizallamiento y a la foliación. Es probable que las vetillas estén asociadas con alguna actividad hidrotermal no identificada, aunque asociadas con la formación de antigorita en la secuencia de serpentinitas. El desarrollo de ojos de cuarzo es frecuente en los planos de esquistosidad.

La mineralogía está controlada por minerales metamórficos de grado bajo, tales como sericita, clorita (rica en Fe, principalmente), epidota, tremolita, actinolita y clinozoisita. En grado menor, se desarrollaron albita y leucoxeno. Es frecuente la interestratificación de metapsamitas y algunos de sus fragmentos son abundantes en varios horizontes de las rocas tobáceas.

Desde el punto de vista económico, es importante la presencia de ciertos horizontes de sulfuros diseminados dentro de esta secuencia, localizados hacia el NNE de Concepción Pápalo. Los sulfuros reconocidos incluyen principalmente piritita, calcopiritita, bornita, calcocita y esfalerita escasa. Aunque su espesor es menor que 20 cm en promedio, podría ser mayor o presentarse de manera repetida en otras áreas de litología similar. Hacia el nororiente de San Francisco Nogales (fuera del área cartografiada), estos horizontes de sulfuros infrayacen a otros de metarenisca fina con material carbonoso con grafito abundante.

La actitud general de las rocas metapiroclásticas está de acuerdo con la promedio del área de N10°E/34°W, según se muestra en la Figura 4, en la cual también se presenta el análisis estereográfico de 60 mediciones de foliación, paralela a la estratificación.

Rocas volcánicas félsicas. Este grupo de rocas incluye dos afloramientos volcánicos pequeños de composición riolítica, localizados hacia el norponiente del área, por el camino Quiotepec-San Juan Coyula. Es posible que estas riolitas, aunque afectadas fuertemente por removilización tectónica, correspondan a domos tardíos dentro de la secuencia volcánica, en vista de que son los únicos cuerpos félsicos en el área, además de ser discordantes respecto al conjunto de metalavas. Están en contacto intrusivo aparente con metalavas de composición andesítica, donde se presenta una alteración hidrotermal que, aunque local, es intensa, con abundantes carbonatos de cobre, limonita formada a expensas de sulfuros de Fe y Cu, hematita especular, calcita y cuarzo. En general, la roca es masiva, con feldespatos alcalinos, cuarzo y minerales máficos foliados escasos.

Rocas metasedimentarias clásticas. Las rocas metasedimentarias están casi siempre interestratificadas con la unidad de metapiroclastos. Según se observa en las localidades de San Francisco Nogales y el surponiente de Coapan de Guerrero, esta unidad puede aparecer en contacto con metalavas, principalmente en contactos estructurales, siguiendo el patrón estructural regional. Puede clasificarse a las rocas sedimentarias originales como arenisca, de fina a muy fina, con cementante calcáreo, y lodolita con materia orgánica vegetal y el mismo cementante (cuarzoarenita a sublitarenita). Hacia el nororiente de San Francisco Nogales, fuera del área car-

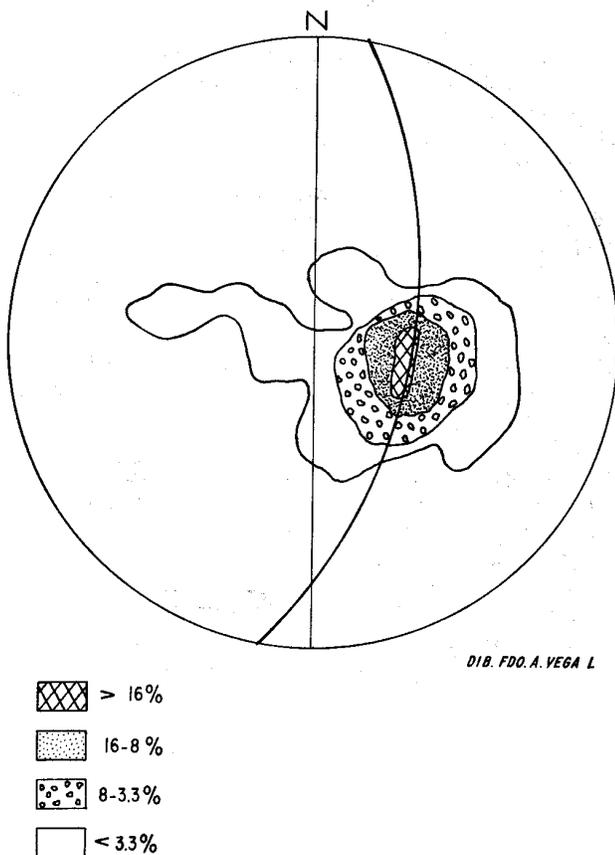


Figura 4.- Diagrama de contornos de polos de 60 mediciones de foliación. La actitud promedio de la estructura general es N10°E-34°W.

tografiada, estas unidades están asociadas con horizontes pequeños de carbón, con un espesor aproximado de 10 cm, definiendo un probable ambiente somero. El conjunto se presenta metamorfoseado en grado bajo, con el cementante calcáreo marmorizado la mayoría de las veces. De la observación del material carbonoso, incluyendo el grafito, se dedujo que la temperatura no alcanzó los 300°C (Dr. Enrique Martínez, comunicación personal, 1986), lo cual es acorde con el grado bajo de metamorfismo de las rocas metavolcánicas. En algunos lugares, los cuerpos sedimentarios están acuñados, debido, probablemente, a deformación regional más que a rasgos primarios.

Tentativamente, podría correlacionarse las rocas sedimentarias de esta región con una secuencia similar, reportada por Carfantan (1984), en la propuesta Cuenca Cuicateca, al norponiente del Istmo de Tehuantepec, la cual contiene fauna del Berriasiano-Valanginiano.

Rocas dioríticas leucocráticas. En general, las leucodioritas están relacionadas, espacialmente, con los cuerpos de serpentinitas. El aspecto, dado por su coloración clara, así como el tamaño mayor de sus componentes cristalinos, presenta un contraste visible con el de las metalavas meso- y melanocráticas descritas antes. Con la sola excepción del afloramiento cercano a San

Juan Coyula, es frecuente que las leucodioritas estén en la parte superior de los cuerpos ultramáficos debido, posiblemente, a que fueran arrastrados durante el emplazamiento de estos últimos. Por esto, los afloramientos principales de estas rocas se restringen a la parte superior del cuerpo central de serpentinita de Concepción Pápalo.

De manera similar con lo observado en las metalavas, el cizallamiento y la foliación son intensos, tanto a nivel macro- como microscópico, lo que favoreció una textura que varía desde protomilonítica hasta milonítica. En San Juan Coyula, estas rocas tienen una textura de tipo *schlieren*, formada por bandas claras de plagioclasa y bandas verde oscuro constituidas principalmente por anfíbol. En áreas localizadas, parece que representan productos de segregación del mismo magma, de composición intermedia; así, se puede interpretar que son equivalentes intrusivos de las metalavas andesíticas.

La mineralogía general está formada básicamente por hornblenda, uralita, clinopiroxeno (tal vez augita), hiperstena, epidota, ferroclorita y actinolita, con matriz de talco y sericita derivada de plagioclasa. Ocasionalmente, presenta bastitas de ortopiroxeno.

Serpentinita. La unidad ultramáfica se encuentra en forma de mantos concordantes, la mayoría de las veces con el arreglo estructural de la región, cuya vergencia es hacia el nororiente. Los contactos en todos los casos están definidos por planos de flujo. En las partes internas se reconoce bloques de peridotitas no mayores que un metro de diámetro, con rotación en el sentido de la estructura fluidal de la serpentinita. En general, las rocas ultramáficas pueden presentar en sus partes internas una estructura masiva o de fluidez. En este último caso, se desarrolla, generalmente, asbesto de fibra deslizada de la variedad crisotilo. La respuesta magnética de la mayor parte de las rocas es de media a baja con desarrollo escaso, relativamente, de magnetita secundaria. De esta última observación, se infiere que la roca original fue, posiblemente, una harzburgita o alguna peridotita baja en olivino, en vista de que la mayor parte de la magnetita desarrollada durante el proceso de serpentización se deriva de olivino más que de ortopiroxeno (Wicks y Whittaker, 1977). Como se discutirá adelante, la serpentización ocurrió en condiciones de cizallamiento intenso a temperatura constante relativamente, lo que explica la abundancia de crisotilo y la proporción menor de antigorita; esta última es común, aunque no abundante, en vetillas y en la masa.

En orden de abundancia, las serpentinitas están constituidas por crisotilo, lizardita, antigorita, clorita, óxidos primarios y magnetita secundaria. En proporciones bajas, es frecuente encontrar brucita y espinela. Aquí debe mencionarse que la presencia de la lizardita es inferida, dentro de los planos de cizallamiento, especialmente en muestras con ausencia de magnetita secundaria, pues este mineral no pudo ser identificado con claridad en el microscopio. De manera local, aunque común, el crisotilo se presenta en la variedad de fibra cruzada, emplazada en vetillas.

La magnetita secundaria se presenta en dos generaciones diferenciadas por su geometría cortante. La

primera de ellas es semiparalela a la foliación de serpentinita, que pudiera contener antigorita con magnetita. La segunda corta a la primera en grietas formadas, aparentemente, por dilatación, en ángulos perpendiculares y oblicuos que en ocasiones forman estructuras reticulares. Estos rasgos indican, según Clark y Greenwood (1972), evidencias de incremento de volumen relacionado con la serpentinitización (Figura 5). El mismo efecto se observó en muestras con contenido alto de cristales de óxidos primarios grandes, los cuales están fracturados y rellenos de antigorita, indicando una posible expansión relacionada con incremento de la temperatura.

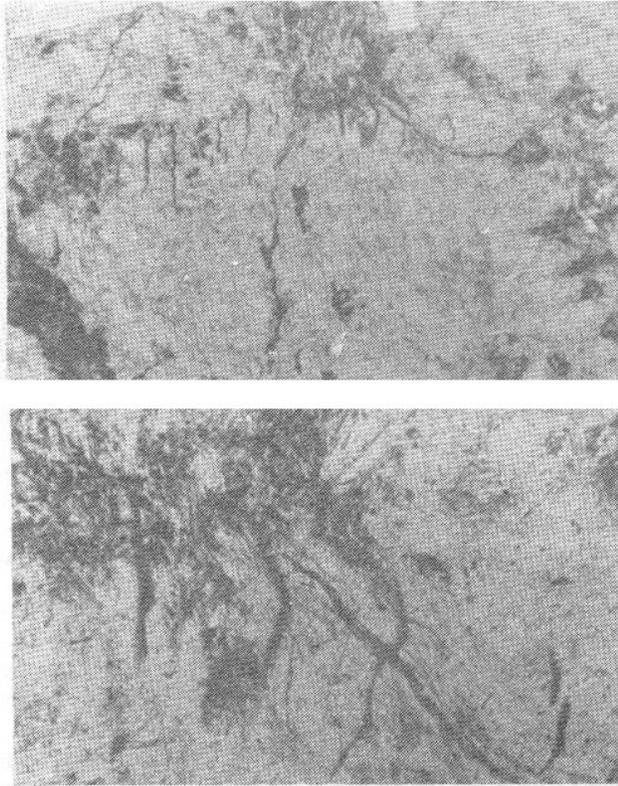


Figura 5.- Fotomicrograffas de las grietas de expansión rellenas con magnetita secundaria en serpentinita. La muestra corresponde a la localidad OX-39 en el mapa geológico de la Figura 2 (fotografías tomadas con objetivos 2.5X y 10X, respectivamente).

La única muestra ultramáfica fresca, relativamente, se encuentra como reliquia dentro de la serpentinita foliada. En esta roca se identificó bastita, olivino, uralita, epidota, tremolita y clinopiroxeno (diópsido-augita). La matriz de esta roca está formada de serpentinita, sobre todo antigorita(?). El contenido de clinopiroxeno y tremolita permite considerar la posibilidad de que la roca original haya sido una wehrlita transportada durante el emplazamiento de la serpentinita.

Hasta aquí sólo se puede decir que la mayoría de la serpentinita se deriva, con seguridad, de rocas originales del tipo de la harzburgita, en vista de que no hay evidencias de la presencia de rocas más ricas en olivino (dunita) o en clinopiroxeno, para definir cuerpos mayores de lherzolita o wehrlita.

SERPENTINIZACIÓN

En el apartado anterior se mencionó la existencia de dos generaciones de magnetita secundaria. Este hecho permite inferir por lo menos dos etapas de serpentinitización: la primera asociada con la deformación regional, a temperatura posiblemente constante, y la segunda asociada con un incremento en la temperatura. Existe, además, la posibilidad de que haya ocurrido una serpentinitización temprana antes de la deformación regional principal, por efectos de temperatura alta. Tal condición inicial, según Wicks y Whittaker (1977), produce pseudomorfos de antigorita en un régimen en el cual pueden estar asociados antigorita y clinopiroxeno, como se observa en la reliquia ultramáfica descrita antes, los cuales son estables en condiciones de temperatura menor. Es probable que este proceso haya dado lugar a un primer emplazamiento de la serpentinita en forma de diapiros. Este mecanismo de emplazamiento es posible en ambientes ricos en agua, donde la lizardita se forma en condiciones de metamorfismo retrógrado, en contraste con los ambientes de formación de la antigorita, la cual se desarrolla en condiciones metamórficas progradantes y de deshidratación (Wicks, 1984). Por otra parte, la formación del depósito de crisotilo debió ocurrir en condiciones de temperatura constante o descendente y cizallamiento intenso, en cuyos planos se desarrollaron las fibras de asbesto, en lugar de presentarse en planos de juntas como crisotilo de fibra cruzada, según ocurre normalmente cuando la temperatura es elevada.

Las condiciones de serpentinitización ya descritas implican, según Wicks y Whittaker (1977), un aumento de volumen que fue calculado entre 25 y 45%, lo que produciría expansiones lineales entre 8 y 13%, respectivamente, y que de manera local, pudiera tener significado estructural. Este efecto sólo fue observado, en forma local, en zonas pobres en asbesto de fibra deslizada. Una etapa de serpentinitización debe estar asociada con las vetillas de magnetita que cortan a aquéllas paralelas y subparalelas a la foliación. Esta generación de óxidos presenta un arreglo subradial y reticulado relacionado, posiblemente, con aumentos de temperatura sin presentar cizallamiento considerable. En este último régimen, la antigorita rellena fracturas con formación probable de lizardita a partir de serpentinita preexistente la cual, como ya se mencionó, no fue clasificada.

ESTRUCTURAS PRINCIPALES

Por su relación regional consistente, las particularidades estructurales más importantes en el área son el fallamiento inverso y la foliación intensa mostrada en todas las unidades mesozoicas. Ambos muestran subparalelismo con inclinación persistente hacia el poniente (Figura 3) y definen una estructura homoclinal. Las excepciones más importantes se presentan asociadas con características locales, tales como fallamiento normal y formación de pliegues pequeños, casi siempre localizados cerca de las zonas afectadas por fallamiento inverso. Otros pliegues menores están en los límites superiores del cuerpo de serpentinita, relacionado directamente con el emplazamiento forzado de este último.

El rumbo de la foliación varía de NNW a NNE, con una orientación media de N10°E e inclinación de 34° hacia el noroeste, según se muestra en la Figura 4, en la cual se presenta el análisis estereográfico de 60 mediciones de foliación en toda la secuencia, con excepción del área de San Juan Coyula. Se observa claramente la posición de los máximos de concentración de polos, incluidos en el meridiano con orientación N10°E. En el caso particular de la serpentinita, las estructuras principales son la foliación y el cizallamiento. Estas características, según observaciones experimentales de Nicolas y colaboradores (1973), son interpretadas como paralelas al sentido de la deformación siguiendo, en general, el patrón de deformación regional, exceptuando los pliegues locales y contactos irregulares caracterizados por acúñamientos y formación de lóbulos como el que se muestra en la Sección B-B' de la Figura 3.

En su mayor parte, el fallamiento normal en las rocas mesozoicas es interpretado como consecuencia del cese de esfuerzos compresionales, mostrando así una tendencia subparalela al sentido de la deformación.

DISCUSIÓN Y RELACIONES TECTÓNICAS REGIONALES

Recientemente, se ha replanteado el problema de los ambientes tectónicos diferentes en los que se forman las secuencias de tipo ofiolítico, así como sus asociaciones petrológicas (Coleman, 1984; Avé Lallemant, 1984; Panayiotou, 1980). Para Oaxaca, entre el Istmo de Tehuantepec y Tehuacán, Carfantan (1983, 1984) sugirió la formación de una cuenca intercratónica asociada con el arreglo tectónico que dio lugar al Océano Atlántico y a la cuenca oceánica del Mar Caribe. Según Carfantan (*op. cit.*), la Cuenca Cuicateca representaría una extensión de la caribeña, implicando la formación de una secuencia ofiolítica típicamente representativa de piso oceánico, formada durante el Portlandiano-Turoniano (146-94 Ma). El mismo autor señaló la existencia de una cuenca occidental volcanosedimentaria separada de la de Tehuantepec-Tehuacán por el Macizo de Oaxaca, y ambas unidas hacia el sur a la región caribeña. Carrasco-Velázquez (1978, *in* Carfantan, 1984) reconoció una secuencia litológica semejante hacia el norponiente de Tehuacán y propuso un "cambio de facies desde la cuenca volcanosedimentaria hacia las formaciones carbonatadas de la Sierra Madre Oriental".

Este esquema parece ser válido regionalmente; sin embargo, es probable que la secuencia volcánica de Cuicatlán esté asociada con un proceso de magmagénesis que comprenda contaminación cortical relacionada con el adelgazamiento de la corteza continental, en lugar de un verdadero proceso de oceanización de características similares al que se presenta en el Sistema de San Andrés, en el Golfo de California. Comparativamente, Morán-Zenteno y colaboradores (1986) reportaron volcanismo del Cretácico Inferior de composición andesítica en la Mixteca Oaxaqueña (Tezoatlán), lo cual es evidencia de un evento térmico regional fuera del ámbito de la Cuenca Cuicateca, que fue propuesto por Carfantan (1983, 1984).

Sin mencionar las relaciones genéticas de las series

ofiolíticas, al principio de este artículo se señaló las unidades litológicas principales que las componen. En el mismo sentido, Coleman (1984) discutió el origen oceánico de la mayor parte de las asociaciones ofiolíticas emplazadas en continente, al mismo tiempo que cuestionó el mecanismo de obducción de algunas porciones de piso oceánico. Avé Lallemant (1984) y Coleman (1984) sugirieron una génesis más diversificada de las ofiolitas, ubicándolas en ambientes tectónicos distintos, de los cuales los principales son: (a) dorsales mesoocéánicas, (b) cuencas de postarco, (c) sistemas de fallas transcurrentes con ascensión del material del manto superior (*leaky transform faults*) y (d) arcos volcánicos insulares. Los tres últimos ambientes implican, parcialmente, un proceso de contaminación cortical del magma original que diversifica, en gran medida, la asociación litológica tradicional de las ofiolitas mencionadas antes. En este sentido, una asociación volcánica calcialcalina de arco, donde predominan rocas de composición intermedia y rocas ultramáficas, definiría una ofiolita, de la misma manera que lo haría una asociación de rocas básicas y ultrabásicas. Estas asociaciones litológicas y ambientales distintas han provocado tal confusión que, en este artículo, se adopta el punto de vista de Snoke y colaboradores (1982), en el sentido de que una secuencia de este tipo pudiera pertenecer a un "complejo peridotítico a diorítico" del tipo de los que se presentan en los ambientes cordilleranos sujetos a una tectónica distensiva dentro de un arco ensimático.

No obstante que la región de Cuicatlán-Concepción Pápalo está deformada fuertemente y que los componentes de una ofiolita pueden estar ausentes por desmembramiento tectónico, podría esperarse la presencia de, cuando menos, algunos de los paquetes de sus unidades constituyentes. A pesar de que Coleman (1984) propuso que la ambientación diversificada de las ofiolitas sugiere que la unidad ultramáfica de serpentinitas de Concepción Pápalo pudiera ser de tipo ofiolítico y estar relacionada genéticamente con la secuencia volcanosedimentaria en la cual está emplazada, consideramos que es más probable que las rocas ultramáficas representen raíces del arco volcánico de la Cuenca Cuicateca.

Aquí se propone que la secuencia volcánica, principalmente andesítica, de Cuicatlán se haya formado por fusión parcial del manto superior y contaminado posteriormente con material de la corteza continental. En este sentido, Green (1976) indicó, con base en datos experimentales, que en ambientes de arco, en condiciones de saturación de agua, la fusión de material de composición peridotítica produce basaltos que varían, en composición, de toleíticos ricos en cuarzo y magnesio (10 kbar, 1,100-1,200°C) a toleítas de olivino (F₀₉₀) (20 kbar, 1,100-1,200°C), cuando la extensión de la fusión alcanza entre 25 y 35%. El mismo autor señaló que grados menores de fusión, entre 10 y 20 kbar, producen magmas más infrasaturados, con mayor contenido de olivino o nefelina normativos [como el magmatismo pliocénico-cuaternario de Baja California Sur (Demant, 1975), y que están ausentes aparentemente en esta porción de Oaxaca] de manera que los magmas andesíticos o dacíticos no pueden ser producto de la fusión de peridotita

a profundidades mayores que 30 km. De esta manera, Green (1980) observó que es necesario un fraccionamiento inicial de entre 20 y 30 km de profundidad, principalmente de olivino, piroxeno, anfíbol, plagioclasa y titanomagnetita, conforme el magma se mueve hacia la superficie, para dar lugar a la formación de andesita y otros productos ricos en sílice. Además, durante este proceso se considera la posibilidad de contaminación con material cortical.

Aunado a lo anterior, en Concepción Pápalo es necesario un movimiento diapírico del material ultramáfico serpentizado, semejante al reportado en la costa de Guerrero (Delgado *et al.*, 1986), de manera que antes del desplazamiento lateral de las serpentinitas, éstas alcancen niveles superiores al emplazamiento dentro del arco volcánico.

CONCLUSIONES

Las conclusiones más importantes se refieren al ambiente y definición del entorno geológico de las rocas ultramáficas y de la secuencia volcanosedimentaria.

a) La secuencia volcanosedimentaria de Cuicatlán-Concepción Pápalo se localiza en una paleocuenca (Cuicateca) que posiblemente se extienda desde Tehuacán, Puebla, hasta Tehuantepec, Oaxaca. Esta pudo haber evolucionado en un tiempo comprendido entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano, cuyas últimas etapas de volcanismo coinciden temporalmente con el desarrollo de la actividad monogenética(?) andesítica de la Mixteca Oaxaqueña, fechada entre el Neocomiano y el Albiano (Morán-Zenteno *et al.*, 1986). Por otro lado, las edades jurásicas coinciden con las secuencias de lutitas calcáreas y areniscas del Jurásico Superior y andesitas almohadilladas del Cretácico Inferior, reportadas por Campa y Coney (1983) en el Terreno Juárez.

b) El volcanismo, principalmente andesítico, y las rocas sedimentarias asociadas, depositadas en un ambiente submarino somero, definen una cuenca que pudiera ser semejante a la de la Formación Comondú, del Mioceno, en Baja California Sur. La génesis de las rocas volcánicas implica un proceso de diferenciación y contaminación del magma, no atribuible sólo a un proceso de oceanización como lo propuso Carfantan (1984).

c) De acuerdo con las características texturales y mineralógicas observadas en la serpentinita, puede decirse que las rocas ultramáficas posiblemente representen raíces de un arco volcánico andesítico, las cuales fueron transportadas, primeramente en forma lateral, durante una tectónica compresiva hacia finales del Cretácico.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Dr. Fernando Ortega-Gutiérrez las sugerencias hechas durante el desarrollo del trabajo y los comentarios sobre el manuscrito, antes de su forma final. A los Dres. Enrique Martínez-Hernández y Jaime Barceló-Duarte, sus opiniones referentes al material carbonoso y detrítico, respectivamente. Al Dr. César Jacques, las sugerencias para el manuscrito y planteamiento del problema y al M. en C. Dante Morán-Zente-

no, sus comentarios importantes sobre el volcanismo cretácico en Oaxaca. Asimismo, al Dr. Peter Coney y al Ing. Salvador Ulloa, por sus críticas valiosas durante el arbitraje de este artículo. Finalmente, el autor agradece a la Sra. Aurora Manzanares su trabajo paciente de mecanografía de las distintas versiones de este manuscrito.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Avé Lallemand, H. G., 1984, Speculations on the origin of the ophiolites of northeastern Oregon (U. S. A.): *Geologie en Mijnbouw*, v. 63, p. 151-158.
- Campa, M. F., y Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Can. Jour. Earth Sci.*, v. 20, p. 1040-1051.
- Carfantan, J. C., 1981 (1984), Evolución estructural del sureste de México; paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, v. 5, p. 207-216.
- 1983, Les ensembles géologiques du Mexique meridional. Evolution géodynamique durant le Mesozoïque et le Cénozoïque: *Geofís. Internal. (México)*, v. 22, p. 9-37.
- Clark, A. L., y Greenwood, W. R., 1972, Petrographic evidence of volume increase related to serpentization, Union Bay, Alaska: *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 800-C*, p. C21-C27.
- Coleman, R. G., 1977, Ophiolites; Ancient oceanic lithosphere?: Nueva York, Springer-Verlag, 229 p.
- 1984, The diversity of ophiolites: *Geologie en Mijnbouw*, v. 63, p. 141-150.
- Delgado-Argote, L. A., Rubínovich-Kogan, Raúl, y Gasca-Durán, Abel, 1986, Descripción preliminar de la geología y mecánica de emplazamiento del complejo ultrabásico del Cretácico de Loma Baya, Guerrero: *Geofís. Internal. (México)*, v. 25, p. 537-558.
- Demant, Alain, 1975, Caracteres químicos principales del volcanismo terciario y cuaternario de Baja California Sur. Relaciones con la evolución del Margen Continental Pacífico de México: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, Serie Divulgación*, v. 1, p. 19-69.
- Green, D. H., 1976, Experimental testing of "equilibrium" partial melting of peridotite under water-saturated, high pressure conditions: *Can. Mineral.*, v. 14, p. 255-268.
- Green, T. H., 1980, Island arc and continent-building magmatism - A review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry: *Tectonophysics*, v. 63, p. 367-385.
- INEGI, 1984, Hoja Cuicatlán E-14-D-17, carta topográfica: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Inst. Nal. de Estadística, Geografía e Informática, escala 1:50,000.
- Morán-Zenteno, D. J., González-Torres, Eduardo, y Cabral-Cano, Enrique, 1986, Una manifestación de volcanismo cretácico en la Mixteca oaxaqueña: *GEOS, época II, Unión Geofís. Mexicana, Reunión anual, Resúmenes*, p. 11 (resumen).
- Nicolas, A., Boudier, F., y Boullier, A. M., 1973, Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites: *Am. Jour. Sci.*, v. 273, p. 853-876.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: *Geofís. Internal. (México)*, v. 20, p. 177-202.
- Panayiotou, A., ed., 1980, Ophiolites: Nicosia, Proc. 1979 Internal. Ophiolite Symp., Chipre Geol. Survey, Dept. Ministry of Agriculture and Natural Resources, 781 p.
- Snoke, A. W., Sharp, W. D., Wright, J. E., y Saleeby, J. B., 1982, Significance of mid-Mesozoic peridotitic to dioritic intrusive complexes, Klamath Mountains, western Sierra Nevada, California: *Geology*, v. 10, p. 160-166.
- Wicks, F. J., 1984, Deformation histories as recorded by serpentinites (I. Deformation prior to serpentization; II. Deformation during and after serpentization; III. Fracture patterns developed prior to serpentization): *Can. Mineral.*, v. 22, p. 185-209.
- Wicks, F. J., y Whittaker, E. J. W., 1977, Serpentine textures and serpentization: *Can. Mineral.*, v. 15, p. 459-488.

Manuscrito presentado: 6 de marzo de 1986.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 26 de noviembre de 1986.

Manuscrito aceptado: 27 de mayo de 1987.