

**DESCRIPCION PRELIMINAR DE LA GEOLOGIA Y MECANICA DE
EMPLAZAMIENTO DEL COMPLEJO ULTRABASICO
DEL CRETACICO DE LOMA BAYA, GUERRERO, MEXICO**

L. A. DELGADO-ARGOTE*
R. RUBINOVICH-COGAN**
A. GASCA-DURAN**

RESUMEN

A la altura de Papanoa, la costa de Guerrero corta a un cinturón magmático del Cretácico Medio, dentro del cual se emplazan cuatro complejos básicos-ultrabásicos. Uno de éstos, el de Loma Baya cubre una área de 0.75 km², y aparece encajonado por rocas volcánicas e hipabisales de composición intermedia. En orden de abundancia, este núcleo está compuesto por clinopiroxenitas de olivino, wherlitas, clinopiroxenitas, dunitas, y en menor cantidad, pegmatitas de hornblenda y cromititas. El olivino es Fo₉₀ en promedio, y los clinopiroxenos son diopsida y augita diopsídica. El ortopiroxeno está típicamente ausente.

Químicamente, el conjunto ultrabásico es más rico en FeO que sus similares de tipo ofiolítico y aun de las intrusiones cordilleranas del oeste de Canadá, E. U. A. y Alaska. Entre los óxidos analizados por medio de microsonda, se identificaron magnetitas y ferrocromitas primarias pseudoestratificadas, y secundarias formadas durante la serpentinización del conjunto. Estos últimos se diferencian claramente de los primarios por los altos valores de SiO₂ y MgO, típicamente entre 8 y 20% y 14 y 24%, respectivamente. Con respecto a otras localidades, las cromitas masivas presentan un mayor contenido de Mg y menor de Cr.

Los rasgos estructurales predominantes presentan una tendencia vertical, un intenso brechamiento interno, con una foliación promedio de 73°, mientras que el cuerpo en conjunto parece haberse emplazado con una inclinación de 53° W. Se explica la intrusión forzada del cuerpo, como debida al efecto combinado del aumento de volumen (30% ?) y la pérdida aproximada de un tercio de la densidad de la masa ultrabásica durante la serpentinización, lo cual puede producir el movimiento ascendente del núcleo ultrabásico. Así, se considera que el emplazamiento del cuerpo ocurrió durante el Cretácico Superior, mediante un mecanismo de tipo diapírico.

* Consejo de Recursos Minerales, actualmente, Instituto de Geología, UNAM, Departamento de Geología.

** Consejo de Recursos Minerales, Laboratorio Físico-Químico.

ABSTRACT

In Papanao, the coast of Guerrero cuts across a Mid-Cretaceous magmatic belt, within which four mafic-ultramafic complexes are emplaced. One of them is the Loma Baya complex. It covers an area of 0.75 km² and intrudes volcanic and hypabyssal rocks of mainly intermediate composition. In order of abundance the ultramafic intrusive is formed by olivine clinopyroxenites, wehrlites, clinopyroxenites, dunites, minor hornblende pegmatites and chromitites. Olivine averages Fo 90 and clinopyroxenes are diopside and diopsidic augite. Orthopyroxenes are virtually absent in the whole sequence.

Chemically, the ultramafic suite is richer in FeO than ophiolitic suites and calc-alkalic cordilleran intrusives from western United States, Canada and Alaska. Microprobe analyses revealed various oxides, some of which were identified as pseudostratified primary magnetite and ferrochromite, as well as secondary magnetite, formed during the serpentinization process. The former ones clearly differ from the primary oxides because their SiO₂ and MgO contents are higher, between 8 to 20% and 14 to 24%, respectively. With respect to other localities, massive chromites show higher Mg content and lower Cr.

Main structural features such as foliation and internal brecciation show a vertical tendency averaging 73%. The whole complex seems to be emplaced following a N-04 E plane, dipping 53° W. It is considered that the ultramafic emplacement took place during the Upper Cretaceous through a diapiric mechanism. The forced intrusion of the complex is explained as a result of volume increase (30%?) and a density loss approximate to one third of the ultramafic mass during the serpentinization.

INTRODUCCION

En el área de este estudio se cuentan muy escasos trabajos sistemáticos que permitan la integración de un esquema de evolución geológica. La naturaleza truncada del sur de México durante el Mioceno ha sido estudiada por varios autores (DSDP, 1982), sin embargo, los trabajos en el continente han sido principalmente relacionados con yacimientos minerales (Yáñez, 1977; Núñez *et al.*, 1980; Delgado y Morales, 1984) o regionales (Vidal *et al.*, 1980; Ortega, 1981).

Hasta el momento, existen controversias acerca del origen, forma de emplazamiento y potencial económico de las rocas ultrabásicas de la costa de Guerrero. Aquí se plantea, de la comparación con complejos básico-ultrabásicos cordilleranos conocidos, el origen intrusivo de los de Guerrero, y su asociación con el arco magmático del Cretácico Medio, definiéndose así el carácter no ofiolítico de estos complejos.

Durante la Segunda Guerra Mundial, fueron estudiadas con detalle las series ultrabásicas de Alaska, Oeste de E.U.A. y Canadá, en búsqueda de minerales estratégicos, principalmente níquel y cromo, identificándose así asociaciones distintas de las ofiolíticas y de las intrusiones estratificadas en regiones del sistema cordillerano. Entre las características distintivas de esas intrusiones se cuentan la casi total ausencia de ortopiroxenos, una tendencia alcalina o calcialcalina de las rocas básicas asocia-

das, emplazamiento por intrusión forzada con pronunciado brechamiento interno, ubicación en ambiente orogénico, y la asociación espacial con arcos magmáticos.

LOCALIZACION Y AMBIENTE GEOLOGICO REGIONAL

Los complejos ultrabásicos de Guerrero cortan a dos secuencias distintas, temporal y ambientalmente. La más antigua, en el área de Camalotitos-Santa María Pedregal (figura 1), define un ambiente del tipo Besshi, donde la secuencia presenta cuñas ultrabásicas cortando a una serie de rocas volcanoclásticas, derrames básicos y facies sedimentarias de filitas carbonosas y grauvacas arcósicas. La edad estimada para esta secuencia es Permo-Triásica, aunque De Cserna *et al.* (1978) obtuvieron por el método Rb/Sr una isócrona de 311 ± 30 m.a., a partir del muestreo de diques de gabro y leucomonzonita. La primera estimación se basa en el hecho de que los basaltos interestratificados con metaareniscas, al SE del área muestreada por De Cserna *et al.* (1978), arrojaron valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.71051 y $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de 2.143. Calculando la edad con base en estos datos, la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial del trabajo mencionado (0.7037), y un valor asumido por comparación con áreas de historia geológica semejante, de 0.7046 (Lanphere, 1968; Perfit *et al.*, 1980), las edades obtenidas varían entre 228.3 m.a. y 198.17 m.a., ubicándose esa serie en el Pérmico Superior y Triásico (Delgado, en preparación).

La secuencia más joven, cortada por los cuerpos ultrabásicos, corresponde al arco de islas del Cretácico Medio, definido y fechado paleontológicamente por Vidal *et al.* (1980). Este arco está caracterizado por calizas subarrecifales y andesitas interestratificadas a la altura de Papanoa, en la costa. El menor grado de metamorfismo (principalmente de contacto), y su carácter menos deformado, contrastan notablemente con la primera secuencia, la cual muestra una estructura interna compleja.

El cuerpo ultrabásico de Loma Baya, al igual que el de El Tamarindo, mostrados en la figura 1 (Delgado y Morales, 1984), está encajonado por rocas volcánicas e intrusivas de composición principalmente diorítica. Estas últimas definen un cinturón de aproximadamente 80 km de longitud, de forma arqueada, orientado al noroeste, y truncado en la costa a la altura de Papanoa. En los últimos 30 km del cinturón, a partir de la costa, las intrusiones ultrabásicas se muestran de mayores dimensiones y mejor expuestas que hacia el norte, facilitando la observación de sus relaciones con la roca encajonante.

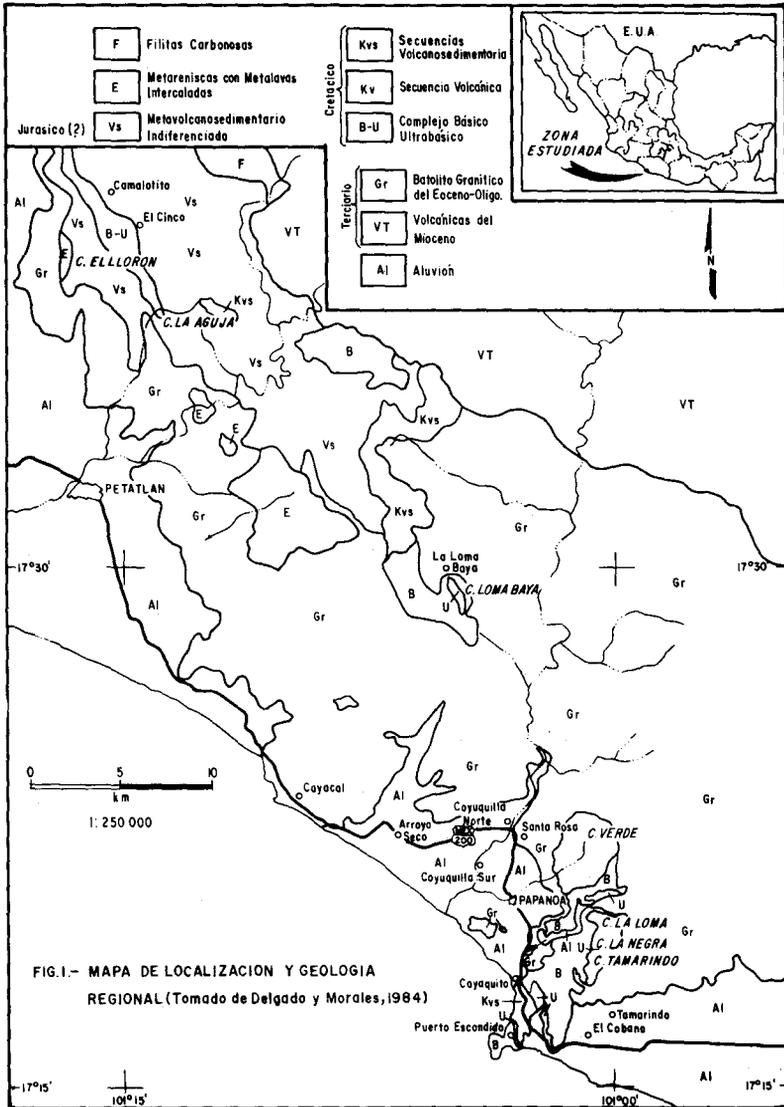


FIG.1.- MAPA DE LOCALIZACION Y GEOLOGIA REGIONAL (Tomado de Delgado y Morales, 1984)

Fig. 1. Localización y geología regional de la costa de Guerrero.

RELACIONES LITOLÓGICAS EN EL COMPLEJO DE LOMA BAYA

Las rocas ultrabásicas de Loma Baya cubren una área de 1.5 x 0.5 km, contrastando en varios aspectos con las secuencias de composición diorítica (figura 2). Las primeras ocupan el sitio topográfico de la loma, normalmente aparecen foliadas, y la falta de cubierta vegetal las hace fácilmente distinguibles; mientras que la secuencia encajonante presenta variaciones texturales desde afanítica, porfirítica, y de tipo schlieren. Los cambios texturales entre estas últimas son transicionales, lo que dificulta su cartografía por separado, sin embargo, evidencian su carácter volcánico y subvolcánico.

Los contactos entre las rocas básicas y ultrabásicas no muestran efectos de metamorfismo, salvo una silicificación selectiva, con desarrollo de actinolita en las dioritas, y un fuerte contenido de serpentina-magnetita en las ultrabásicas. Ocasionalmente se pueden observar diques de diorita porfirítica en los contactos, aunque en su mayor parte el desarrollo de suelo oscurece la observación. Al igual que en El Tamarindo (Delgado y Morales, 1984), probablemente existan cambios graduales entre piroxenitas y gabros o dioritas de piroxeno.

Es notable que las rocas básicas no presenten cuerpos intrusivos, exceptuando los de composición granítica del Cenozoico, mientras que en las rocas ultrabásicas son comunes los diques pegmatíticos de hornblenda, porfiríticos de diorita, e incluso de piroxenitas. En las rocas ultrabásicas, las "intrusiones de empuje" (protrusiones), son frecuentes, indicando efectos de intrusión forzada.

a) Serie Ultrabásica

A esta serie se le dio mayor atención, en vista de que este trabajo fue guiado en principio, al estudio del potencial económico por cromo, níquel, elementos del grupo del platino y otros.

Mineralógicamente la secuencia es simple: los minerales primarios incluyen olivino (Fo_{95-85}), clinopiroxenos (principalmente diópsida y augita diopsídica), óxidos primarios (magnetita, ferrocromita y espinelas) y hornblenda (principalmente en pegmatitas). Entre los minerales secundarios se presentan la serpentina rica en Mg, serpentina rica en Fe (que incluye magnetitas y en menor grado ferrocromitas de exsolución), tremolita, iddingsita, magnesita, talco, antofilita y brucita.

Las unidades principales, siguiendo la clasificación de Streckeisen (1973), son: clinopiroxenitas, clinopiroxenitas de olivino, wherlitas y dunitas. Las pegmatitas de hornblenda y las cromititas ("pods" de cromita), aparecen en cantidades menores; las primeras están aparentemente controladas estructuralmente y las segundas sin control definido. Los cambios entre estas unidades de roca son graduales, exceptuando las zonas de interbrechamiento, las cuales siguen principalmente un arreglo vertical y subvertical, según la foliación general.

Volumétricamente, el grupo de clinopiroxenitas y wherlitas es el más importante, formando aproximadamente el 90% del conjunto ultrabásico. El olivino en esta serie aparece generalmente serpentizado, permaneciendo el piroxeno (diópsida) sólo en ocasiones alterado (tremolita). Algunos diques de clinopiroxenitas, cuyo carácter intrusivo o protrusivo es difícil de estimar, cortan a la secuencia en la parte oriental de Loma Baya, siguiendo la forma elongada del cuerpo.

En contraste con la unidad de dunitas de El Tamarindo, las wherlitas y clinopiroxenitas muestran un mayor contenido de óxidos primarios y secundarios; los primarios concentrados por gravedad, mientras que los segundos, identificados por su contenido anormal de SiO_2 , aparecen alojados paralelos a la foliación en serpentina (figura 5), o formando estructuras tipo "stockwork". Este desarrollo en vetillas, directamente relacionado con el grado de serpentización, fue estimado según la relación: $d = \Sigma l/A$, donde Σl = sumatoria de la longitud de vetillas por área, A = área medida, y d = densidad (figura 2).

Las dunitas se presentan fuertemente serpentizadas en las partes centrales del complejo. Los olivinos frescos presentan un contenido de FeO (total) menor que el de los complejos ofiolíticos y de otras intrusiones cordilleranas (figura 4), según se discute en el apartado siguiente. El contenido de cromita en estas unidades es bajo, dando lugar a concentraciones altas en los propios olivinos. Los piroxenos en general pueden estar concentrados en bajas proporciones, aunque en afloramiento su apariencia es mayor.

Dentro de las estructuras primarias se reconocen horizontes de ferrocromitas y magnetitas concentradas por gravedad, según se observó en los núcleos de barrenos. Estos horizontes no pudieron ser correlacionados entre sí de barrenos separados 100 m o menos, debido al intenso brechamiento interno.

A pesar de la serpentización-tremolitización que en mayor o menor grado se observan, aparentemente existe un arreglo pseudoestratificado entre las unidades, el cual

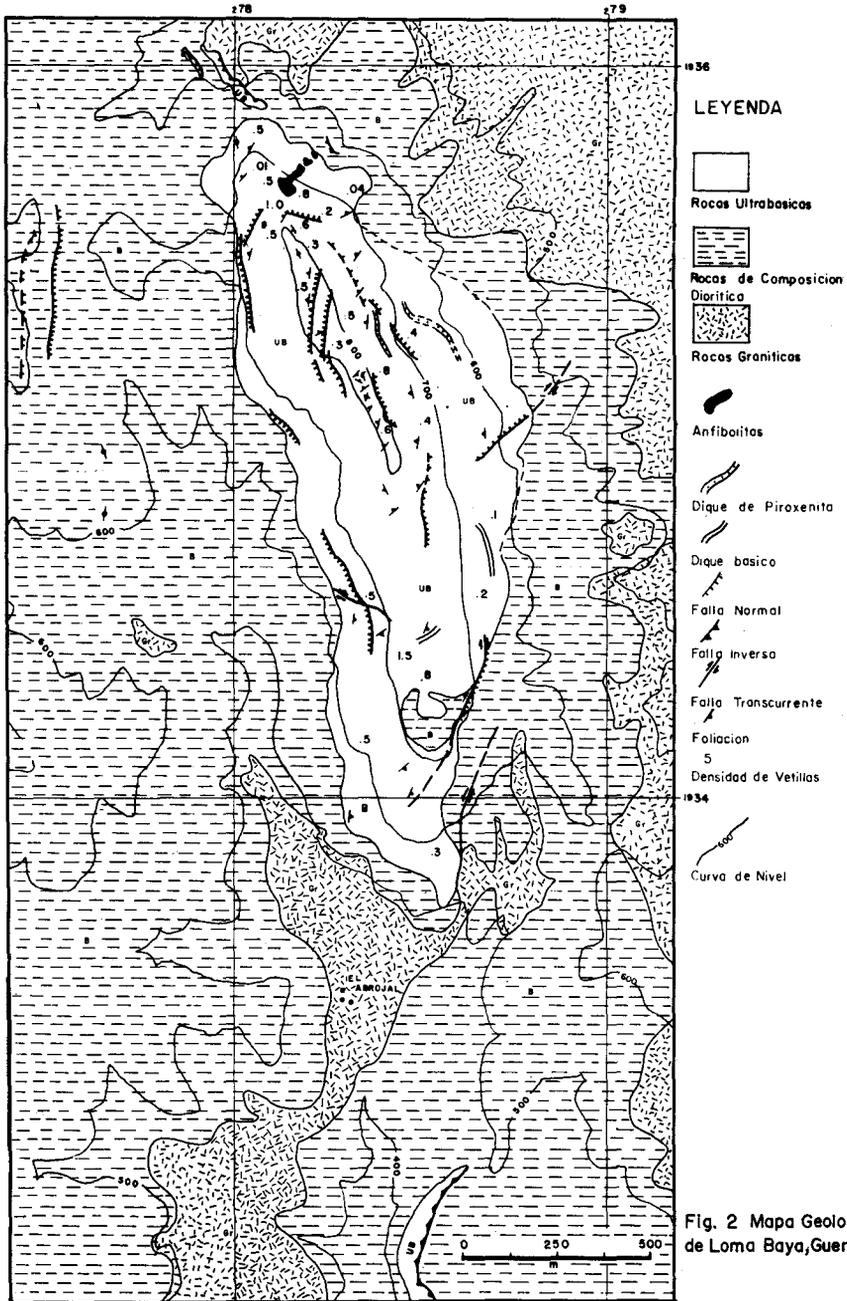


Fig. 2 Mapa Geologico de Loma Baya, Guerrero.

Fig. 2. Esquema geológico del área de Loma Baya.

puede representar episodios repetidos de acumulación de piroxenos y olivinos, posteriormente destruidos durante el emplazamiento. Asimismo, el hecho de que tales estructuras estén poco definidas puede indicar cámaras magmáticas inestables o de corta vida para permitir una acumulación rítmica de cristales, fenómeno observado en la parte sur de El Tamarindo (Delgado y Morales, 1984).

De entre los cuerpos menores, las anfibolitas son las últimas unidades en emplazarse, ocupando zonas de fracturamiento en la parte norte de Loma Baya. Estas se encuentran en contacto con las rocas ultrabásicas dominantes, las cuales se presentan fuertemente serpentinizadas en el contacto. Las anfibolitas están formadas casi completamente de hornblenda, con serpentina y talco en los intersticios.

Por otro lado, las cromititas (cromita en "pods") presentan igualmente cantidades bajas de serpentina (<1%) en forma de vetillas o intersticial. Su composición se presenta y se compara con la de otros complejos ultrabásicos en la sección siguiente (figura 5).

b) Rocas Encajonantes

Dentro de este grupo se incluyen todas las rocas volcánicas e intrusivas, de composición principalmente intermedia, que forman parte del arco volcánico del Cretácico Medio. A diferencia del complejo de El Tamarindo (Delgado y Morales, 1984), los gabros y basaltos son escasos y la composición del grupo es bastante homogénea. En el área de Loma Baya (figura 2), los afloramientos de estas rocas aparecen circundando a la serie ultrabásica, formando un cuerpo burdamente elongado N-S, mientras que en la parte centro-meridional del cuerpo ultrabásico, dioritas porfiríticas la intrusionan. El conjunto aparece uralitizado y sausuritizado, identificándose entre los minerales primarios: plagioclasa (andesina-labradorita), piroxenos (diopsida-augita), hornblenda y magnetita, en ese orden de abundancia.

Las texturas varían desde porfiríticas en los cuerpos intrusivos, hasta del tipo schlieren y afaníticas en los hipabisales y extrusivos respectivamente. En estos últimos, se identificaron incluso algunos derrames con desarrollo de vacuolas.

Las relaciones de campo del conjunto volcánico y subvolcánico de composición intermedia con el cuerpo ultrabásico permiten inferir que el primero es temporalmente anterior al segundo, con excepción de algunos diques, los cuales pudieron haberse emplazado poco después de las ultrabásicas, en zonas de fracturamiento.

RASGOS MINERALOGICOS Y QUIMICOS DE LAS ROCAS ULTRABASICAS

En las figuras 3, 4 y 5, se muestran los análisis de 14 rocas ultrabásicas de Loma Baya y El Tamarindo. Los análisis graficados se efectuaron por medio de microscopio electrónico de barrido, a partir de espectros de energía dispersiva de análisis puntuales, utilizando el programa ZAP que contiene patrones internos y efectúa correcciones automáticas de número atómico, absorción y fluorescencia. Los análisis se efectuaron a un voltaje de aceleración de 25 kv y los espectros se acumularon durante 30 segundos. Debido a las características inherentes al método analítico, es factible que los elementos ligeros (Mg, Al, Si), estén sub-cuantificados con el voltaje mencionado; sin embargo, experiencias con el equipo a 15 kv dieron resultados muy semejantes. Tomando en cuenta lo anterior, cabría esperar que el grupo de las espinelas en la figura 5 se desplazara hacia la izquierda al aumentar el Mg, mientras que los grupos de magnetita-ferrocromita y cromititas sufrirían un desplazamiento hacia la izquierda y nacía abajo por incremento en el Mg y Al.

Se seleccionaron minerales primarios de rocas representativas de los complejos (olivinos y clinopiroxenos), así como óxidos primarios y secundarios. Para el rastreo de elementos del grupo de platino en óxidos, se utilizaron espectrómetros de longitud de onda, cuyo límite de detección aproximado es de 50 ppm, sin que estos elementos se hayan detectado. Asimismo, se presentan en los diagramas triangulares FeO-MgO-K₂O (figuras 7 y 8), las tendencias generales del conjunto ultrabásico de Guerrero y de la secuencia ofiolítica de Troodos (Pantazis, 1980) para su comparación.

a) Piroxenos

Los análisis de piroxenos (diopsida-augita) de 8 muestras definen un grupo distinto del de clinopiroxenos de series ofiolíticas, intrusiones estratificadas y aun de intrusiones cordilleranas. Los tres grupos últimos son también diferentes entre sí. Se observa del diagrama CaO-MgO-FeO (figura 3), un contenido más bajo en CaO, más rico en MgO, mientras que el FeO aparece con valores normales para estas rocas. El Cr₂O₃ varía entre 0 y 0.1%, mientras que el NiO normalmente se encuentra debajo del 0.3%. El contenido de TiO₂ es prácticamente cero, lo cual difiere marcadamente de los valores mayores del 0.1% en clinopiroxenos de secuencias ofiolíticas y de intrusiones estratificadas.

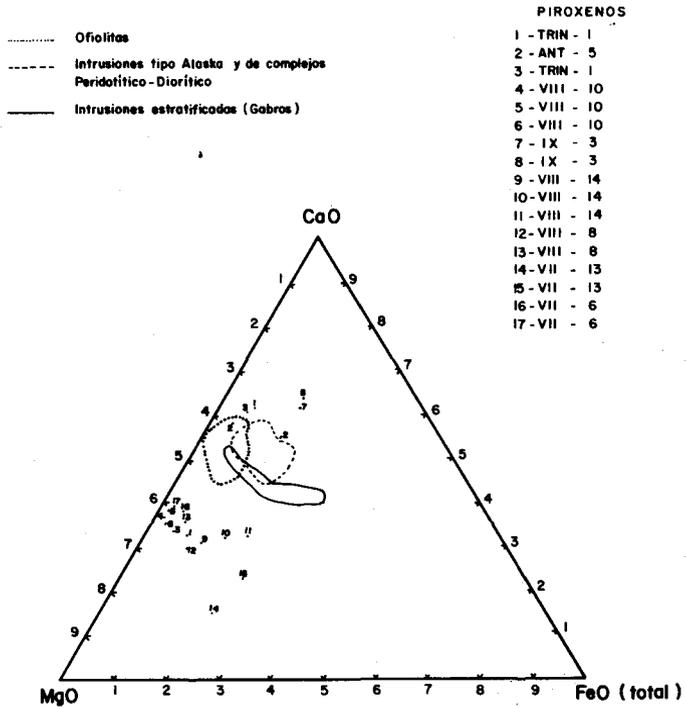


Fig. 3. Análisis de clinopiroxenos en rocas ultrabásicas.

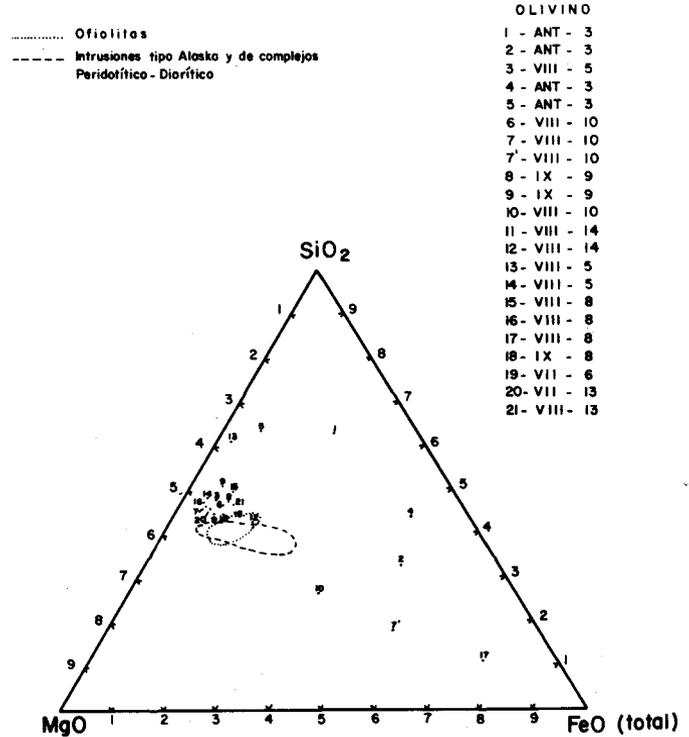


Fig. 4. Análisis de olivinos en rocas ultrabásicas.

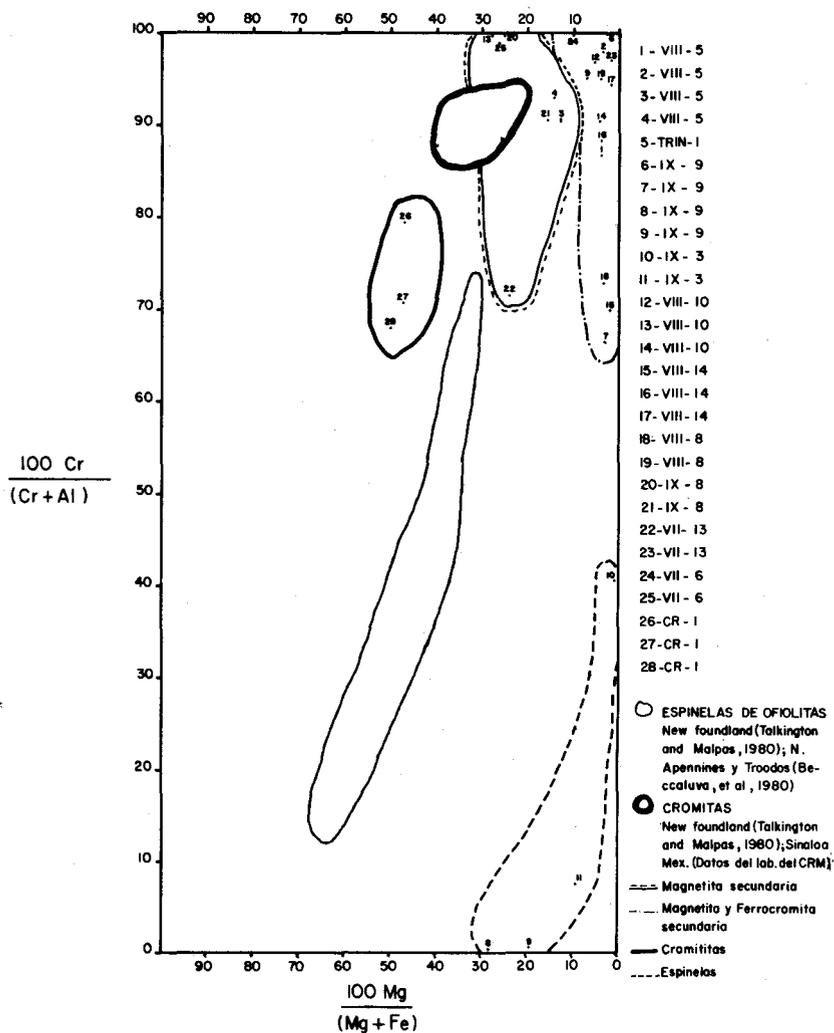


Fig. 5. Análisis de óxidos en rocas ultrabásicas y cromitas.

b) Olivinos

Los olivinos de Guerrero muestran un contenido de FeO (total) un poco menor que el de las secuencias ofiolíticas e intrusiones del tipo Alaska y de complejos peridotítico-dioríticos del oeste de Estados Unidos. Su composición media es Fo₉₀, según se ve en el diagrama SiO₂-MgO-FeO. El Cr₂O₃ en estos minerales llega a concen-

trarse hasta en un 0.7%, mientras que el NiO, en minerales frescos, varía entre 0.1 y 0.9%. En bordes de alteración (iddingsita) el NiO puede alcanzar valores de hasta el 4.8%, sin embargo esto es local. En la figura 4 se muestran los análisis de 3 iddingsitas.

c) Óxidos

En el campo de los óxidos se reconocen cuatro grupos bien definidos, correspondientes a dos generaciones. En la de los óxidos primarios se encuentran las cromitas masivas, espinelas, magnetita y ferrocromita. Estos dos últimos minerales aparecen también en un grupo de formación secundaria, asociado con el proceso de serpentinización (figura 5).

Las cromitas masivas (cromititas) contienen Al_2O_3 por arriba del 15%, Cr_2O_3 mayor o igual al 45% y MgO sobre el 14%. De la misma generación primaria, en parte concentradas por gravedad, se distinguen las ferrocromitas y magnetitas con valores de SiO_2 menores del 3.5% y MgO menor del 5%. Comparativamente, se observa de la figura 5 la diferencia en composición de las cromitas de Guerrero y las típicas de series ofiolíticas y una localidad de Sinaloa, donde las primeras son más ricas en MgO y más pobres en Cr_2O_3 . Asimismo, las espinelas forman un grupo bastante distinto de las ofiolíticas.

Los óxidos primarios se distinguen fácilmente de los secundarios, tanto óptica como químicamente. Estos últimos se presentan distribuidos en vetillas paralelas a la foliación de serpentinas, mostrando valores de SiO_2 entre 8 y 20%, mientras que el MgO varía típicamente entre el 14 y el 24%. El Al_2O_3 alcanza hasta el 2.5% en los óxidos primarios, y en los secundarios el contenido es menor del 1%.

Por otro lado, Nockolds *et al.* (1978) señalan que entre serpentinas derivadas de peridotitas de tipo alpino, es común la presencia de brucita ferrífera y la relativa pobreza de magnetita secundaria, lo cual contrasta notablemente con las rocas observadas en Loma Baya y El Tamarindo.

Los análisis de elementos mayores (roca total) de las figuras 6, 7 y 8, muestran respectivamente, y de una manera general, las tendencias de series intrusivas del oeste de Canadá y Estados Unidos, de series ofiolíticas de Troodos y de Guerrero. Este último diagrama (figura 8) aparece incompleto en vista de que sólo se muestran los

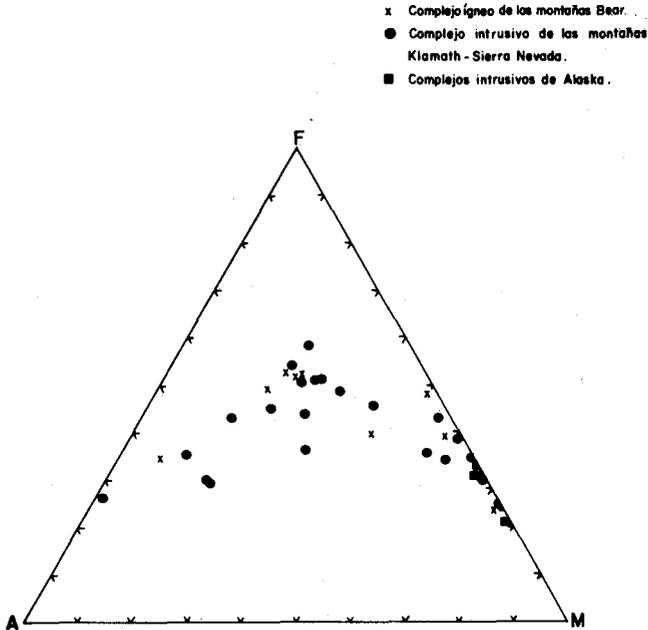


Fig. 6. Diagrama AFM de rocas básicas y ultrabásicas de complejos del W de E.U.A., W de Canadá y Alaska.

análisis de 2 rocas básicas. No obstante, es notable que el grupo de rocas ultrabásicas de Guerrero muestra un mayor contenido de FeO que los otros complejos, mientras que, por otro lado, la diferencia en la tendencia general de las intrusiones cordilleranas es marcada con respecto a la de Troodos.

RASGOS ESTRUCTURALES Y MECANICA DEL EMPLAZAMIENTO

Aunque muchas de las características de los contactos entre las rocas ultrabásicas y básicas no son observables en el campo de una manera directa, datos de barrenación, la disposición de los diques de diorita y anfibolitas, así como las relaciones verticales y subverticales de la foliación y fallamiento, permiten entender la naturaleza del emplazamiento de la manera que se discute enseguida.

a) Datos Superficiales

En la figura 2 se muestran algunas mediciones de foliación desarrollada durante el emplazamiento sólido de las rocas ultrabásicas. Se observa en la figura 9 la distribu-

MISCELANEA DE TROODOS (PANTAZIS,1980)

ULTRABASICOS

1. Dunita
2. Peridotita de diopsida
3. Wherlita
4. Serpentinita
5. Olivinita

BASICOS

6. Gabro de Olivino
7. Gabro
8. Gabro de Olivino
9. Gabro de Olivino
10. Norita de Olivino
11. Gabro
12. Gabro
13. Gabro
14. Basalto almohadillado
15. Basalto almohadillado
16. Basalto almohadillado
17. Basalto almohadillado
18. Basalto Andesítico
19. Basalto Andesítico

OFIOLITAS

20. Plagiogranito
21. Plagiogranito
22. Plagiogranito

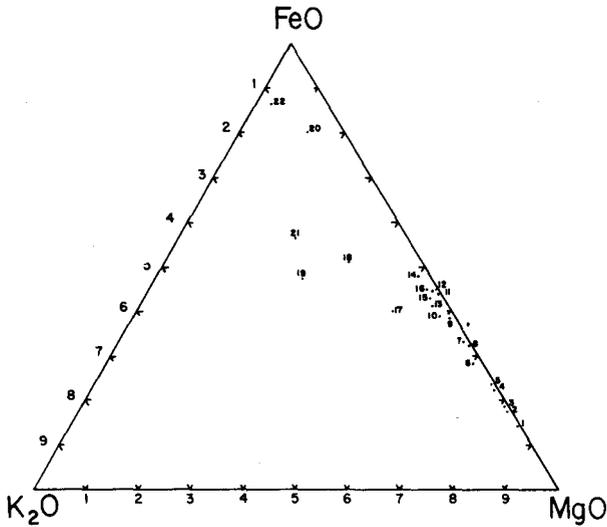


Fig. 7. Diagrama K_2O -FeO-MgO de una miscelánea de rocas del complejo ofiolítico de Troodos.

ción modal de los polos de 41 datos de foliación, los cuales definen una estructura dómica de tendencia N4E/S4E. Asimismo, se observa en la figura 2 un sistema de fallas de desplazamiento lateral, con fuerte componente vertical, orientadas oblicuamente al rumbo de la intrusión. En contraparte, los diques tienden a presentar un arreglo perpendicular y paralelo al mismo rumbo, los cuales son considerados como penecontemporáneos a la intrusión del cuerpo ultrabásico. En concordancia, el fallamiento observado en las rocas básicas encajonantes, así como el fracturamiento preferencial en éstas (no mostrado en la figura), aparecen paralelos a la intrusión, especialmente al oeste de Loma Baya.

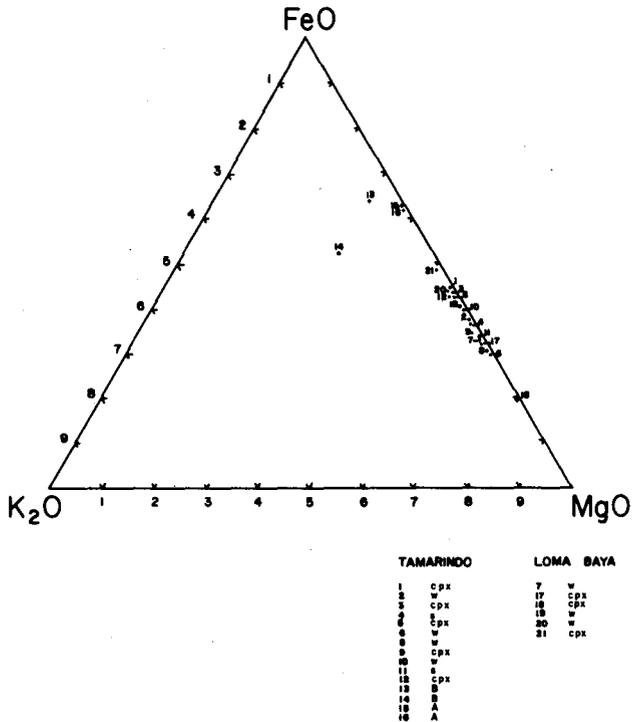


Fig. 8. Diagrama K_2O - FeO - MgO de análisis de roca total de Loma Baya y El Tamarindo, Gro.
(cpx—Clinopiroxenita; w—Wherlita; s—Serpentinita B—Basalto; A—Antibolita)

En la parte central del conjunto de ultrabásicos son notables algunos cuerpos protrusivos de serpentinitas de forma cilíndrica, cortando oblicuamente al echado subvertical de peridotitas. Los diques básicos, observados directamente por medio de zanjas, muestran en todos los casos un arreglo vertical y oblicuo a la foliación local, cuando ésta es observable, ya que la serpentización puede ser incrementada y masiva. De acuerdo con lo mencionado, los contactos entre la roca encajonante y la masa ultrabásica, se presentan en forma vertical.

b) Datos de barrenación

Del estudio de 9 barrenos, cuya profundidad máxima alcanza los 90 m, se observan, en orden de abundancia, estructuras brechoides-fluidales y masivas. En estas últimas se presentan estructuras estratificadas de magnetitas y ferrocromitas acumula-

das gravitacionalmente, mientras que en las primeras se infiere la presencia de bloques, dado el cambio en la tendencia de la foliación, la cual puede presentar cambios tan drásticos como de $90-54^{\circ}$ a 20° en su inclinación. El promedio de 76 mediciones de inclinación de la foliación en los barrenos es de 73° , lo cual contrasta notablemente con los 54° obtenidos en superficie, indicando posiblemente un efecto de "achataamiento" (flattening) en la superficie. Esto último podría explicar, bien un nivel próximo a la superficie original (como en los diapiros salinos) o "stopping", o bien, un efecto de reacomodo cercano a la superficie actual.

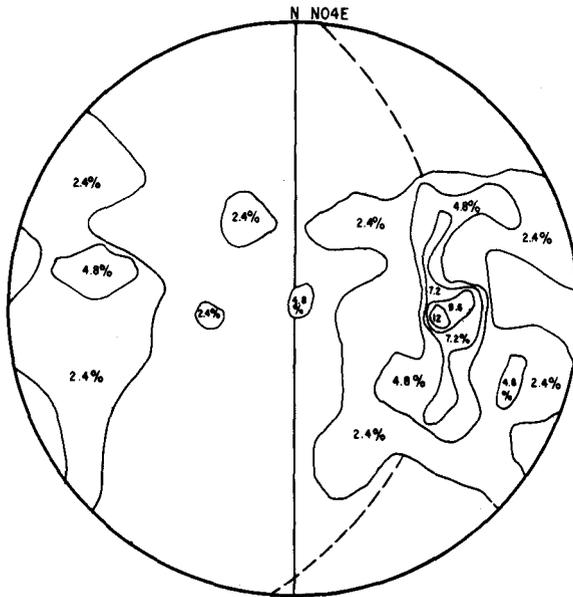


Fig. 9. Distribución de densidad de 41 polos de foliación en rocas ultrabásicas de Loma Baya. Los contornos representan áreas de 2.4, 4.8, 7.2, 9.6 y 12% por área de 1%.

Por su forma elongada, estructura interna y distribución del fallamiento normal y transcurrente, el cuerpo de Loma Baya en su totalidad es bastante similar a los domos salinos de Elk Basin, Wyoming y Kettleman Hills, California (en Hobbs *et al.*, 1976, p. 397).

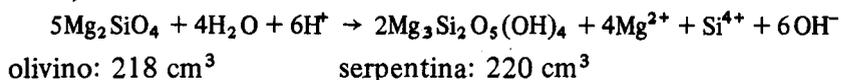
c) Mecánica del Emplazamiento

De acuerdo con la geometría descrita, tanto superficial como internamente, el mecanismo más viable para el emplazamiento de Loma Baya en particular, y del resto de los complejos ultrabásicos de Guerrero en general, es el diapírico. Los domos dia-

páfricos, según Hobbs *et al.* (1976), típicamente desarrollan fallas normales y desplazamientos ascendentes en los flancos, mientras que internamente es frecuente la formación de pliegues cerrados y brechamiento provocado por el levantamiento de cuñas o lóbulos, tanto superficial como internamente, lo cual es equivalente a lo observado en Loma Baya. Por otra parte, las relaciones intrusivas de los diques de pegmatitas y de diorita, los cuales se encuentran comúnmente en o cerca del borde básico-ultrabásico, apoyan a este tipo de emplazamiento forzado, de la misma manera que las texturas no granuladas de las rocas ultrabásicas parecen indicar la ausencia de efectos tectónicos.

El movimiento diapírico del material ultrabásico, sin un incremento considerable de temperatura (aproximadamente 500°C) puede ser explicado por la naturaleza misma del fenómeno de serpentización. En Loma Baya se estima que las rocas ultrabásicas están serpentizadas entre el 60 y 70% aproximadamente. Esta estimación está basada en el contenido de magnetita secundaria, la cual, según Coleman (1971), se incrementa con la intensidad de la serpentización. De esta manera, se puede tener una idea de grado de alteración obteniendo la densidad de vetillas de magnetita en serpentina, tomándose en consideración que una serpentina (serpentina = 95%) presenta, en el norte de Loma Baya, una densidad de 0.8. El promedio de 37 mediciones de densidad en la loma en su totalidad es de 0.566.

La importancia del grado de serpentización reside en dos efectos: decremento en la densidad y aumento de volumen de la roca alterada. Por ejemplo, en el caso de una dunita, el cambio de densidad puede ser de 3.3-3.5 a 2.5-2.7 gr/cm³, es decir, de un tercio, e incluso mayor si la serpentina en cuestión es antigorita (d = 2.19; Coleman, 1971). El aumento de volumen, por otro lado, depende de las características del sistema. Si éste es cerrado, la introducción de agua y sílice produce un incremento de volumen del 70% o más (Carmichael *et al.*, 1974); mientras que en un sistema abierto, donde la reacción involucra la pérdida de Mg y Si, e introducción de agua, la ecuación de volumen constante para sólidos es la siguiente (Turner y Verhoogen, 1960):



lo que indica un incremento de volumen de tan sólo, aunque significativo 0.92%. Ahora bien, no ubicándose en una situación extrema (de hecho, la magnesita y la calcedonia sólo se presentan en cantidades pequeñas y localmente), y aunque la posible cámara magmática pueda considerarse como un sistema cerrado, un incremento

del 30% en el volumen podría producir el movimiento ascendente esperado, toda vez que dicha cámara está sometida a presión de confinamiento.

Tomando en cuenta lo anterior, la mecánica de la intrusión forzada se puede deber a la combinación de los efectos de incremento de volumen, decremento en la densidad, y a la posibilidad de que el arco magmático en el cual están emplazadas estas rocas defina una franja estructuralmente débil.

A manera de conclusión, se puede decir que las rocas ultrabásicas de Guerrero pueden representar "raíces" de complejos volcánicos de arco, los cuales son emplazados como cuerpos intrusivos por efectos tectónicos no compresionales.

Notas sobre las Figuras 3, 4, 5 y 8.

Ofiolitas: Montes Apeninos y Troodos (Beccaluva *et al.* (1980); Irán (Adib y Pamic, 1980); Turquía (Juteau and Whitechurch, 1980); Newfoundland (Talkington and Malpas, 1980); Troodos (Pantazis, 1980).

Intrusiones Estratificadas: Bushveld, Stillmater y Skaergaard (Deer *et al.*, 1978).

Intrusiones tipo Alaska y complejos peridotítico-dioríticos: Emigrant Gap, Calif. (James, 1971); Bear Mountain, Calif. (Snoke *et al.*, 1981); Tulameen, B. Columbia (Findlay, 1969); Duke Island, Alaska (Irvine, 1974); South-eastern Alaska (Taylor and Noble, 1969).

Rocas analizadas

- Por microsonda:

Dunitas: VIII-5, VII-13; Wherlitas: IX-3, IX-8, VIII-10, VIII-14, VII-6; Clinopiroxenitas: Trin-1, IX-9, ANT-5; Serpentinitas: VIII-8; Cromitita: CR-1.

- Análisis químico de roca total:

Wherlitas: NEGN-2, CIMA-3, LBA-2, COBA-1, COBA-6, VIII-15, VIII-4, Clinopiroxenitas: NEGN-3, NEG-1, PANU-2, COBA-3A, FLE-4, VII-12; VII-14, VIII-12; Serpentinitas: PAVI-1, MSO; Anfibolitas: GRO-B, GRO-7; Basaltos: FLE-1, CMED-2.

CONCLUSIONES

1. Las rocas ultrabásicas de Loma Baya están caracterizadas por asociaciones de clinopiroxenos y olivinos que definen una serie aparentemente continua, desde clinopiroxenitas hasta dunitas, estando ausente el ortopiroxeno. El grado de serpentinización es variable, aunque intenso, dependiendo del contenido de olivino. Se estima que esta alteración afecta entre el 60 y 70% del volumen ultrabásico total.
2. Químicamente, la secuencia es notable por el alto contenido de FeO, el cual lo hace distinto de otros complejos ultrabásicos, y en particular, de los ofiolíticos. Asimismo, las cromitas masivas y los clinopiroxenos son notablemente distintos de los de otras localidades por el mayor contenido de Mg en las primeras, y menor de Ca en los segundos.
3. Las tendencias verticales de los rasgos estructurales (foliación, contactos, brechamiento y fallamiento), así como el aumento de volumen y la disminución de densidad de la masa ultrabásica, permiten atribuir el emplazamiento del cuerpo a un mecanismo de tipo diapírico.
4. Aunque el potencial económico por Ni y elementos del grupo del platino de Loma Baya no se discuten en el texto, éste se considera poco atractivo por las siguientes razones: el Ni, en ausencia de sulfuros, sólo se concentra en silicatos, especialmente en olivinos alterados, lo cual, aunado a que la topografía general excede los 30°, elimina la posibilidad de formación de suelo laterítico; los elementos del grupo del platino, analizados en óxidos por varios métodos, no se encontraron en cantidades anómalas, tal vez por efectos de alta fugacidad de oxígeno en el sistema, según se evidencia por el alto contenido de magnetita. Finalmente, se estima que el reducido volumen de las rocas ultrabásicas expuestas, hace aun más difícil la posibilidad de encontrar concentraciones metálicas económicas.

RECONOCIMIENTOS

El presente trabajo fue realizado como parte de los programas de exploración que, en rocas ultrabásicas, efectúa el Consejo de Recursos Minerales en Guerrero. Algunos de los análisis de roca entera fueron efectuados en el C. R. M., y el resto en el ININ, Salazar, por lo que el primer autor agradece al Ing. Enrique Parra, Gerente de Servicios Técnicos de esa institución su tiempo y atención. Asimismo, con Gloria Ayala, Luis Miguel Mitre, Ricardo Padilla y Jorge Nieto estamos en deuda por sus co-

mentarios sobre el método analítico y revisión del planteamiento del problema. Al Ing. Joaquín Rodríguez, Subjefe del Laboratorio Físicoquímico del C. R. M., por las facilidades para realizar los análisis, nuestro sincero agradecimiento.

BIBLIOGRAFIA

- ADIB, D. and J. PAMIC, 1980. Ultramafic and mafic cumulates from the Neyriz ophiolitic complex in S. E. parts of the Zagros Range (Iran), *in*: Proceedings International Ophiolitic Symposium, Cyprus 1979. Ministry of Agriculture and National Resources, Geol. Survey Dept., A. Panayiotou, (ed.), p.392-397.
- BECCALUVA, L., G. B. PICCARDO and G. SERRI, 1980. Petrology of Northern Apennine Ophiolites and Comparison with other Tethyan Ophiolites, *in*: Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979, A. Panayiotou (ed.). Ministry of Agriculture and Natural Resources, Geol. Survey Dept., p.314-331.
- CARMICHAEL, I. S. E., F. J. TURNER and J. VERHOOGEN, 1974. Igneous Petrology. McGraw-Hill, 739 p.
- COLEMAN, R. G., 1971. Petrologic and Geophysical Nature of Serpentinites. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82, 897-918.
- CSERNA, Z. de, R. L. ARMSTRONG, C. YAÑEZ-GARCIA y J. SOLORIO-MUNGUÍA, 1978. Rocas Metavolcánicas e Intrusivos Relacionados - Paleozoicos de la región de Petatlán, Estado de Guerrero. *Rev. Inst. Geol., UNAM, Méx.*, 2, 1, 1-7.
- Deep Sea Drilling Project, Initial Reports, 1982. Leg. 66, Mazatlán to Manzanillo, México, 1979, vol. 66, Marianna Lee (ed.).
- DEER, W. A., R. A. HOWIE and J. ZUSSMAN, 1978. An introduction to the Rock-Forming Minerals, Longman Group Limited, 11th, Impression, 528 p.
- DELGADO A., L. A. y MORALES V., J. E., 1984. Rasgos Geológicos y Económicos del Complejo Básico-Ultrabásico de El Tamarindo, Guerrero. *Geomimet.*, 128, 81-96.
- FINDLAY, D. C., 1969. Origin of the Tulameen Ultramafic-Gabbro Complex, Southern British Columbia, *Canadian J. Earth Sci.*, 6, 399-425.
- HOBBS, B. E., W. D. MEANS and P. F. WILLIAMS, 1976. An outline of structural geology, John Wiley and Sons, 571 p.
- IRVINE, T. N., 1974. Petrology of the Duke Island Ultramafic Complex Southeastern Alaska, *Geol. Soc. Am. Mem.* 138, 240 p.
- JAMES, O. B., 1971. Origin and emplacement of the ultramafic rocks of the Emigrant Gap area, California, *J. Petrol.*, 12, 523-560.

- JUTEAU, T. and H. WHITECHURCH, 1980. The magmatic cumulates of Antalya (Turkey): Evidence of multiple intrusions in an ophiolitic magma chamber, *in: Proceedings International Ophiolitic Symposium, Cyprus 1979*, Ministry of Agriculture and Natural Resources, Geol. Survey Dept., A. Panayiotou (ed.), p. 377-391.
- LANPHERE, M. A., 1968. Sr-Rb-K and Sr Isotopic Relationships in ultramafic rocks, Southeastern Alaska, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 4, 185-190.
- MOORE, J. C., J. S. WATKINS and T. H. SHIPLEY, 1982. Summary of Accretionary Processes, Deep Sea Drilling Project Leg 66: Offscraping, Underplating and Deformation of the Slope Apron. Initial Reports of the DSDP, v. 66, p. 825-836.
- NOCKOLDS, S. R., R. W. O'B. KNOX and G. A. CHINNER, 1978. Petrology for Students, Cambridge University Press, 435 p.
- NUÑEZ-ESPINAL, J., U. SALGADO-TERAN y L. SEGURA-GARCIA, 1981. Reconocimiento Geológico del Area Cromífera de Papanoa-Petatlán, Guerrero, *Geomimet*, 114, 45-63.
- ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1981. Metamorphic Belts of Southern Mexico and their tectonic significance. *Geofis. Int.*, 20, 3, 177-202.
- PANTAZIS, Th. M., 1980. Application of a non-linear mapping algorithm in petrographic classification on ophiolites, *in: Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979*. Ministry of Agriculture and Natural Resources, Geol. Survey Dept., A. Panayiotou (ed.), p. 205-214.
- PERFIT, M. R., H. BRUECKNER, J. R. LAURENCE and R. W. KAY, 1980. Trace element and isotopic variations in a zoned pluton and associated volcanic rocks, Unalaska Island, Alaska: A model for fractionation in the Aleutian Calcalkaline Suite. *Contrib. Min. Petrol.*, 73, 69-87.
- SNOKE, A. W., J. E. QUICK and H. R. BOWMAN, 1981. Bear Mountain Igneous Complex Klanoth Mountains, California: An ultrabasic to silicic calc-alkaline suite. *J. Petrol.*, 22, 501-552.
- STRECKHEISEN, A. L., 1973. Plutonic Rocks. Classification and Nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes (oct. 1973)*, 26-31.
- TALKINGTON, R. and J. MALPAS, 1980. Spinel Phases of the White Hills Peridotite, St. Anthony Complex, Newfoundland: Part I, Occurrence and Chemistry, *in: Proceedings International Ophiolitic Symposium, Cyprus, 1979*. Ministry of Agriculture and Natural Resources, Geol. Survey Dept., A. Panayiotou (ed.), p. 607-619.
- TAYLOR Jr., H. P. and J. A. NOBLE, 1969. Origin of Magnetite in the Zoned Ultramafic Complexes of South-Eastern Alaska, *in: Magmatic Ore Deposits*, H. D. B. Wilson (ed.), p. 209-230.

- TURNER, F. J. and J. VERHOOGEN, 1960. *Igneous and Metamorphic Petrology*, New York, McGraw-Hill (2dn. ed.).
- VIDAL, R., M. F. CAMPA, B. BUITRON y G. ALENCASTER, 1980. El conjunto petrotectónico de Zihuatanejo, Gro. - Coalcomán, Michoacán. V Conv. Geol. Nal. (Resúmenes) p. 111-112.
- WALKINS, J. S., K. J. McMILLEN, S. B. BOCHMAN, T. H. SHIPLEY, J. G. MOORE and Ch. ANGEVINE, 1982. *Tectonic Synthesis, Leg 66: Transect and Vicinity. Initial Reports of the DSDP*, vol. 66, p. 837-849.
- YÁÑEZ-GARCIA, C., 1977. *Estudio Geológico-Minero del yacimiento volcanogénico de Camalotito, Mpio. de Petatlán, Estado de Guerrero. Tesis Prof. ESIA,IPN*, 36 p.

(Recibido: 11 de junio, 1984)

(Aceptado: 22 de octubre, 1984)