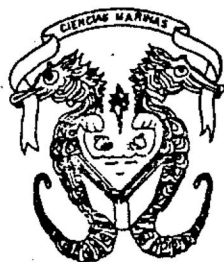




# **UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA**

**FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS**

**"GENESIS DE LOS VOLCANES DE SAN QUINTIN B.C. MEDIANTE  
ANALISIS PETROLOGICOS."**



**TESIS**  
**QUE PARA OBTENER EL TITULO DE**  
**OCEANOLOGO**  
**PRESENTA**  
**JORGE ENRIQUE DIAZ GARCIA**

**ENSENADA, B.C., ENERO DE 1989.**

## RESUMEN:

El vulcanismo reciente en el área de San Quintín, está representado por un magmatismo de tipo ultramáfico reportado únicamente en ésta zona.

Esta región volcánica presenta una línea evolutiva en cuanto a su relación mineralógica con cada volcán de los estudiados en este trabajo.

Existen variaciones mineralógicas entre las lavas de una misma época geológica sobre el conjunto volcánico de San Quintín, por ejemplo: hay una diferencia entre la Lherzolita de Espinela del Volcán Riveroll y el Gabro Porfirítico del Cerro Kenton, con tipos intermedios representado por el Basalto Porfirítico recolectado en el Volcán Ceniza.

Se hizo un muestreo del material litológico que constituye a los 3 volcanes mencionados anteriormente. El tipo de roca que se obtuvo del análisis petrológico del Volcán Riveroll fuè una roca ultramáfica (Lherzolita de Espinela (Cromita/Picotita)) con un alto contenido de Diópsido; en el Volcán ceniza la mineralogía cambia produciéndose una roca de características máficas (Basalto Porfirítico); y en el Cerro Kenton se observa un contenido muy alto de plagioclasas con características Gabróicas.

El mecanismo que generó el campo volcánico de San Quintín, pudo haberse originado de alguna de las siguientes formas:

- 1.-) Se produjeron zonas de debilidad en la región de San Quintín originándose a su vez una fractura profunda que alcanzó niveles

del manto superior, y con un ascenso muy rápido del material llegando a la superficie con las características obtenidas en su último punto de equilibrio de temperatura y presión en el interior del manto.

- 2.-) De acuerdo a lo propuesto por Basu, A.R., 1973., que reporta un rango de presiones entre 8 y 22 Kilobars (Kb) y temperaturas entre 850°C y 1050°C. Mediante el rango anterior de Presión y Temperatura (P-T), define una geoterma bajo San Quintín entre las profundidades de 25 y 70 Km. con un declive de 3 grados por Kilómetro.

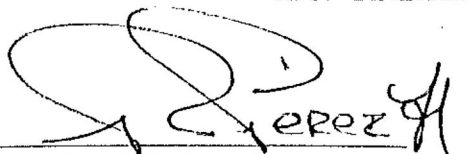
" GENESIS DE LOS VOLCANES DE SAN QUINTIN B.C. MEDIANTE ANALISIS  
PETROLOGICOS."

TESIS  
QUE PRESENTA:  
JORGE ENRIQUE DIAZ GARCIA.

Aprobada por:



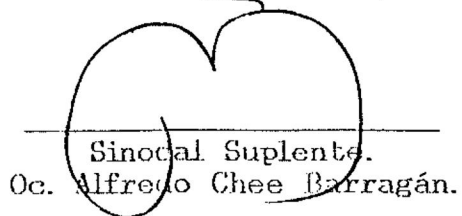
Presidente del jurado  
M.C. Francisco Suárez Vidal.



Sinodal Propietario.  
Oc. Roberto Pérez Higuera.



Sinodal Propietario.  
Ing. Jorge Ledesma Vázquez.



Sinodal Suplente.  
Oc. Alfredo Chee Barragán.



Sinodal Suplente.  
Oc. Jorge Torres Rodríguez.

## DEDICATORIA:

Esta tesis se la dedico a mis abuelos (q.e.p.d.) Fidencio García Rubio y Ma. del Rosario Cadena de García, así como a mi madre Ma. Elena García de Díaz y a mi tía Evangelina García de Mora por el apoyo y comprensión que me brindaron a lo largo de mi formación como hombre y profesionalista.

A mi prima Judith Teresa Mora García, y a mis hermanos Arturo, Adán, Fernando y Ma. Guadalupe, con los que siempre he contado incondicionalmente en el transcurso de mi carrera.

## AGRADECIMIENTOS:

Al M.C. Francisco Suárez Vidal por haber dirigido y supervisado el presente trabajo.

A mis sinodales por la revisión y crítica de esta tesis.

Al Oc. Mario Jiménez Pérez por su ayuda en la elaboración del escrito de esta tesis en la computadora.

A los P.O. Gabriel López y Jorge Von Son Gayut por su ayuda en el desarrollo de esta tesis.

Al Sr. Arturo Beltrán por su ayuda y amistad incondicional, así como al Ing. David Mascareño Jiménez, al P.O. Victor Manuel Espinoza, al Oc. Ramon Moldrano Salgado y al Sr. Armando Reséndez por su apoyo a lo largo de mi carrera.

A todas aquellas personas que formaron parte del grupo "LOS KAGUAMOS" por su amistad a lo largo de la carrera.

## INDICE:

	Página.
1.- Introducción.	1
2.- Antecedentes.	6
2.1.- Generales.	6
2.2.- Particulares.	8
3.- Objetivo.	11
4.- Area de estudio.	12
5.- Metodología.	14
6.- Resultados.	16
7.- Discusión.	25
8.- Conclusiones.	31
9.- Bibliografía.	33

LISTA DE TABLAS, FIGURAS Y FOTOGRAFIAS:

	Pagina
Tabla I.- Composición mineralógica del volcán Riveroll.	16
Tabla II.- Composición mineralógica del volcán Ceniza.	19
Tabla III.- Composición mineralógica del Cerro Kenton.	22
Fig.1.-Solución del plano de falla del evento del 13 de septiembre del enjambre de San Quintin.	10
Fig.2.-Plano de localización del área.	13
Fig.3.-Plano del cartografiado del área.	15
Fig.4.-Temperaturas y Presiones de equilibrio interno.	28
Fotografía 1.-Cristal isométrico de Espinela ( Picotita ) con iluminación ordinaria ( Volcán Riveroll ).	17
Fotografía 2.- Exolución lamelar de Enstatita en feno - cristal de clinopiroxeno ( Diopsida ). Color gris palido en nicoles cruzados.	18
Fotografía 3.- Cristal fragmentado de Augita entre nicoles cruzados ( Volcán Ceniza ).	20
Fotografía 4.- Cristales de Olivino, Piroxenos, Plagioclasas y Vesiculas. Nicoles cruzados. ( Volcán Ceniza ).	20
Fotografía 5.- Cristales de Labradorita mostrando maclado de Albita. Nicoles cruzados ( Volcán Ceniza ).	21
Fotografía 6.- Cristal tabular de Ilmenita con luz reflejada ( Cerro Kenton ).	23
Fotografía 7.- Gabro Porfirítico de plagioclasas, piroxeno y olivino. Nicoles cruzados ( Cerro Kenton ).	23
Fotografía 8.- Cristal prismático de Augita en nicoles cruzados, color verde palido. ( Cerro Kenton ).	24
Fotografía 9.- Cristales de Magnetita con luz reflejada. ( Cerro Kenton ).	24

## INTRODUCCION.

México se caracteriza por que aproximadamente las 2/3 partes del territorio está cubierto por rocas de origen volcánico (Demant A., Robin., Bobier y Córdoba 1974), a pesar de eso, casi no existen trabajos sintetizados sobre magmatismo; salvo aquellos realizados en la parte occidental en donde existen algunos reconocimientos muy generales, como es el caso del Estado de Baja California.

Desde el punto de vista geológico, Baja California se puede dividir en dos sectores:

1.-) Un eje granítico ocupa las 2/3 partes de la porción norte de la península de Baja California. Petrográficamente estas rocas plutónicas se dividen en: Gabros, Granodioritas, Dioritas y Granitos (Gastil G., Allison E. C., Phillips R. P., 1971). Estos plutones constituyen la continuación sur de los grandes batolitos californianos.

Los batolitos por sus edades se pueden asociar a las fases terminales de la tectónica del Cretácico durante el Albiano-Cenomaniano.

Las rocas prebatolíticas tienen una edad Júrásica a Cretácica (Gastil G., et al, 1971; Silver L.T., Stheli E.G., Allen C.R. 1963), ha sido deducido que durante el período mencionado se acentúa el vulcanismo de tipo calcicoalcalino asociado a la subducción de una

placa oceánica. Producto de este vulcanismo se generó la Formación Alisitos (Cretácico temprano); las rocas de esta formación generalmente se encuentran muy perturbadas respecto a su posición original, con rumbos y echados variables, ligados a las intrusiones plutónicas de la fase Albo-Cenomaniana (120-100 m.a.), (Silver L.T., et al, 1983).

- 2.-) Diferente a la parte norte peninsular, el estado Baja California Sur está caracterizado por grandes emisiones Cenozoicas y Cuaternarias que han dado lugar a la formación de la sierra La Giganta. Esta sierra se localiza en la región media oriental de la mitad sur de la península. Las sierras de San Borja y La Giganta se encuentran compuestas esencialmente de material piroclástico y rocas efusivas del Mioceno Superior (Comisión Federal de Electricidad, 1979). Al oeste de la sierra la Giganta se encuentran 2 cuencas: la de Vizcaíno y la de Iray, éstas están limitadas del lado del Pacífico por formaciones Jurásico-Cretácico, que incluyen a rocas ofiolíticas (características de márgenes activos), que afloran en Bahía Tortugas, Punta Magdalena, Isla de Cedros y Margarita. Esta formación es correlacionable a la formación Franciscana (Mina F., 1957).

- En la costa pacífico se observan manifestaciones de tipo andesítico en la provincia Californiana. La edad de estas rocas disminuye del Norte al Sur de Baja California, en relación con el desplazamiento progresivo de la Cordillera Oceánica Pacífica y la desaparición de la placa Farallón. Las anomalías magnéticas cambian así

de 18 m.a. hacia 12 m.a. a lo largo de la península, lo que permite fechar el fin del movimiento de subducción de la placa Farallón (Atwater T., 1970).

Hace aproximadamente 10 m.a. la cresta Pacífica se encontraba al nivel de la punta sur de la península. Resultando del movimiento hacia el oeste de la placa Norteamericana, la placa Farallón se consumió por debajo del continente americano (Atwater T., 1970).

A lo largo de la península de Baja California empezaron así movimientos de rumbo marcando la relación placa Pacífico y Norteamericana, este desplazamiento dio lugar entre otras cosas al inicio del Golfo de California (Demant A., et al, 1974). La actividad calcicoalcalina terminó, con el inicio de un vulcanismo de tipo distensivo basáltico (alcalino). En forma general, se consideran parte de la provincia californiana ó Pacífica, a todas las manifestaciones Plio-Cuaternarias basálticas (alcalinas), que parece ser están ligadas a los movimientos del sistema Golfo de California-San Andrés. Por lo tanto se asocia a este vulcanismo alcalino como una respuesta al movimiento hacia el NW de la placa Pacífico a lo largo del sistema Golfo-San Andrés desde el plioceno (aprox. hace 5 m.a.) (Demant A., et al, 1974)

- De lo anterior, los autores citados anteriormente, postulan que el vulcanismo calcicoalcalino puede ser relacionado con los movimientos de consumo de la placa Farallón debajo de la placa Norteamericana (mecanismo de subducción) aproximadamente Oligoceno-Mioceno, y que el

vulcanismo plio-cuaternario es producto de la apertura del Golfo de California. Diferente al vulcanismo mencionado anteriormente, se tiene en la zona de San Quintín Baja California, la presencia de aparatos volcánicos a los que se les asocia un magmatismo ultramáfico.

Por su contenido de minerales ultramáficos (minerales característicos del manto superior), éstos volcanes son atractivos para su estudio, debido a que son los únicos de éstas características reportados en Baja California.

Asish R. Basu and V. Rama Murthy, 1976 apoyan fuertemente la teoría de un origen accidental para la mayor parte de éstos xenolitos ultramáficos, pero muchas preguntas importantes relacionadas a la petrogénesis de éstos xenolitos están sin contestar; por ejemplo: El tipo de roca del campo volcánico de San Quintín representa material primario del manto, ó es material del manto reducido en sus constituyentes básicos durante eventos de fusión parcial?

Stroh, James Michael, 1976, realiza un estudio sobre la solubilidad de aluminio en ortopiroxenos y Espinela, y reporta que la profundidad a la que fué generada el material magmático de la región de San Quintín es de aproximadamente 45 Km., con presiones de equilibrio de alrededor de 14 Kb.

El campo volcánico de San Quintín consiste en una docena de conos de ceniza y flujos de lava asociados con una serie de erupciones que probablemente comenzaron en el Pleistoceno Tardío y

continuaron hasta el Reciente (Asish R. Basu and V. Rama Murthy, 1976). En algunos de esos conos existen xenolitos ultramáficos en abundancia que son predominantemente de Lherzolita.

La Lherzolita es una variedad de las peridotitas piroxeníferas que se encuentra intermedia entre la wherlita y la harsburgita (Howel Williams, Francis J. Turner, Charles M. Gilbert, 1983).

La peridotita es una roca ultramáfica altamente ferromagnesiánica cuyos principales constituyentes son los piroxenos y olivino con menor proporción de otros minerales como plagioclasas, granate y Espinela (Green and Ringwood, 1969).

Al parecer las influencias del magmatismo de San Quintín Baja California, se limitan a esta región.

## ANTECEDENTES:

### 2.1.- GENERALES:

A partir del estudio realizado por Peter J. Willie, 1967., en los nódulos de lavas y Kimberlitas se sabe que la peridotita puede cristalizar en el manto según al menos 3 asociaciones mineralógicas distintas: la Peridotita con Plagioclasas, la Peridotita con Espinela, y la Peridotita con Granate. Los experimentos llevados a efecto en el campo de las altas presiones demuestran que estas asociaciones se encuentran relacionadas según las transiciones de fase.

Green and Ringwood, 1969., comentan que el manto superior se supone formado por una mezcla de Piroxenos y olivinos con menor proporción de otros minerales (Plagioclasas, Granate y Espinela). Este material que denomina Pírolito, se diferencia de la peridotita común, en que posee mayor proporción del material necesario para formarse el Basalto (Al,Na y Ca).

Atwater T., 1970., escribió un trabajo sobre las implicaciones de placas tectónicas por la evolución Cenozoica del Oeste de Norteamérica y menciona que la edad de las rocas de Baja California disminuye del Norte al Sur, en relación con el desplazamiento progresivo de la Cordillera Oceánica Pacífica y la desaparición de la placa Farallón.

J. B. Reider, Jr., 1976., hace un estudio que tituló Fusión Parcial del Manto Superior por debajo de Hawaii, dice que la Lherzolita de Espinela es la probable roca de la región oceánica del manto superior y que ocurre en el cráter del Lago Salado, Oahu en tres variedades texturales. La mayoría son "Pristina" mientras que otras muestran claras evidencias de estar parcialmente fundidas o intruída por asentamientos profundos de magma.

Shervais, John W., 1977., muestra un trabajo sobre el emplazamiento térmico de la Lherzolita Balmuccia del Noroeste de Italia. La Lherzolita de Espinela probablemente originada a una presión entre 15 y 20 Kb. Este rango inferido de P-T la coloca como una geoterma que es alta para la corteza continental e implica alto flujo calorífico superficial en el tiempo del emplazamiento (aprox. 2 cal/cm<sup>2</sup>).

Estudios anteriores de rocas ultramáficas como los realizados por N.T. Arnd, 1976., que estudió las lavas ultramáficas de Komatitas en Munro Townshif Ontario, dice que las komatitas probablemente formaron una serie de magmas de estado similar a las de series Toleíticas ò Alcalinas. Muchas de sus características importantes, particularmente su carácter ultramáfico y bajas concentraciones de ciertos elementos incompatibles, son explicados por un modo propuesto de origen, envolviendo el material fundido del manto que fué sometido a un previo episodio de fusión.

## 2.2. - PARTICULARES:

El campo volcánico de San Quintín ha sido muy poco estudiado, los principales trabajos con los que se cuenta son los realizados por Basu, A.R. 1973., Stroh, James Michael, 1976., A.R. Basu and V. Rama Murthy, 1976. y C.J. Rebolgar, A. Reyes y M. Reichle, 1982).

En el trabajo realizado por Basu, A.R. 1973., obtiene las condiciones de presión y temperatura de equilibrio del xenolito de Lherzolita en el manto superior, indicando un rango de presiones entre 3 y 22 Kb, y temperaturas entre los 350 °C y 1050 °C. El rango anterior de las condiciones de P-T define una geoterna bajo San Quintín y esto a su vez, también indicaría un origen accidental para estos xenolitos de Lherzolita.

Stroh, James Michael, 1976., menciona que la fuente mas probable de material para las lavas exclusivas de San Quintín, es anfibolita, que debido a un alto gradiente geotérmico junto con la presencia de agua permitiría derretir completamente pequeñas colecciones de anfibolita a profundidades de alrededor de 30 Km.

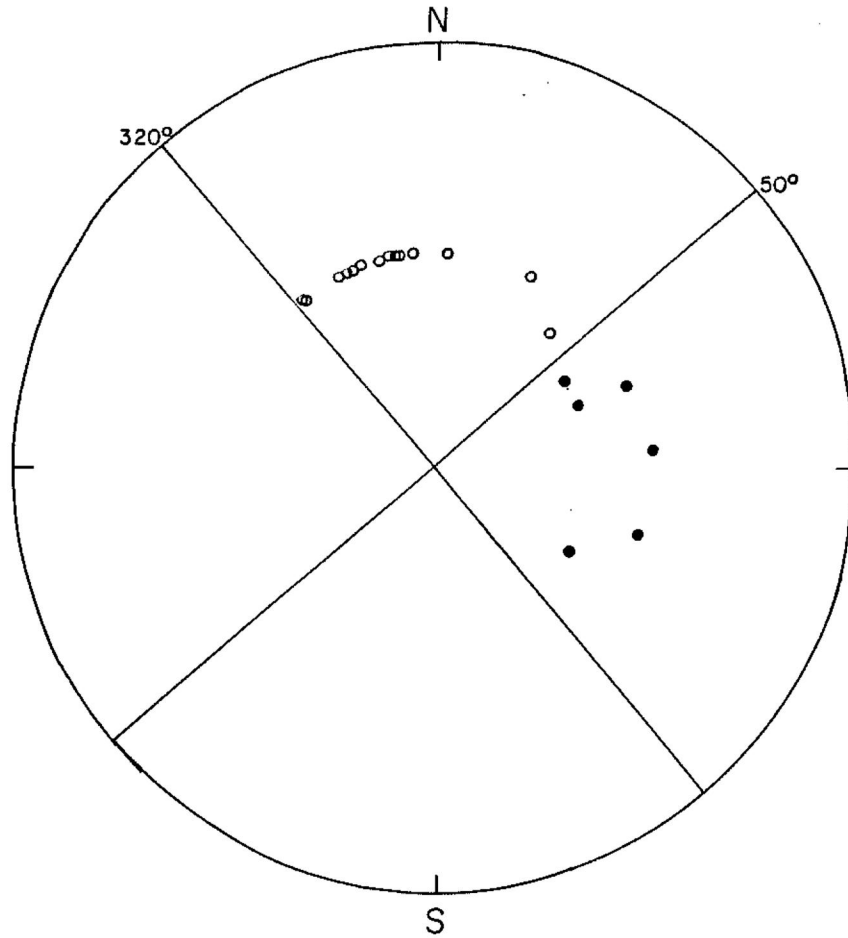
Desde el punto de vista de A.R. Basu and V. Rama Murthy, 1976. la edad de 3.4 m.a. se refiere al tiempo de la última envoltura de un xenolito en un evento de fusión parcial en donde los minerales constituyentes fueron severamente desplazados de sus elementos litófilos. Así como en trabajos anteriores los isótopos de Sr y Pb han

demostrado que el basalto huésped y los xenolitos enterrados son isotópicamente diferentes, por lo tanto, los xenolitos son de origen accidental.

En una publicación precedente realizada por C.J. Rebolgar, et al, 1982., se menciona una asociación de sismos caracterizados por muchos eventos de aproximadamente la misma magnitud sin uno principal (enjambre). Estos enjambres usualmente asociados a centros de dispersión y zonas de vulcanismo activo ó histórico, se han detectado en la zona de San Quintín.

Los rasgos mas notables en las inmediaciones del enjambre, son los pequeños volcanes extintos de la Bahía de San Quintín y la isla de San Martín que se extienden al NW de San Quintín a lo largo de la costa.

No es posible investigar una correlación del enjambre con posible actividad volcánica, debido principalmente a la falta de información geológica y de la estructura de la corteza en las inmediaciones de San Quintín. Sin embargo, es muy probable que este enjambre sea de origen tectónico y se encuentre asociado a una posible falla de rumbo (transcurrente) con movimiento lateral derecho paralela a la costa en la dirección N 40° W que concuerda con una de las soluciones del plano de falla (Fig.1).



◦DILATACION  
◦COMPRESION

Fig. 1. - Solución del plano de falla del evento del 13 de septiembre del enjambre de San Quintín. (Rebollar, C. J., et al, 1982)

## OBJETIVO:

Con base a la información bibliográfica existente, adicionar datos petrográficos para proponer un modelo que explique el mecanismo por el cual se generó la región volcánica Plio-Cuaternaria de San Quintín Baja California.

## AREA DE ESTUDIO:

El campo volcánico de San Quintín está localizado en la costa Noroccidental de Baja California México, a 200 Km. al sur de la ciudad de Ensenada (Fig.2). Consiste de varios conos de ceniza basáltica con flujos de lava asociados.

Esta área se encuentra localizada entre los  $30^{\circ} 26'$  y  $30^{\circ} 30'$  de Latitud Norte y entre los  $115^{\circ} 50'$  y  $116^{\circ} 02'$  de Longitud Oeste, mejor conocida como Bahía San Quintín.

La Bahía de San Quintín está dividida en dos brazos, uno Oeste llamado Bahía Falsa y el brazo Este denominado propiamente Bahía San Quintín. Las manifestaciones volcánicas a estudiar se encuentran entre éstos dos brazos.

Son tres los aparatos volcánicos escogidos para este estudio, los cuales se encuentran alineados aproximadamente con una dirección NW-SE y que se les conoce con el nombre de Volcán Riveroll, Cerro Kenton y Volcán Ceniza.

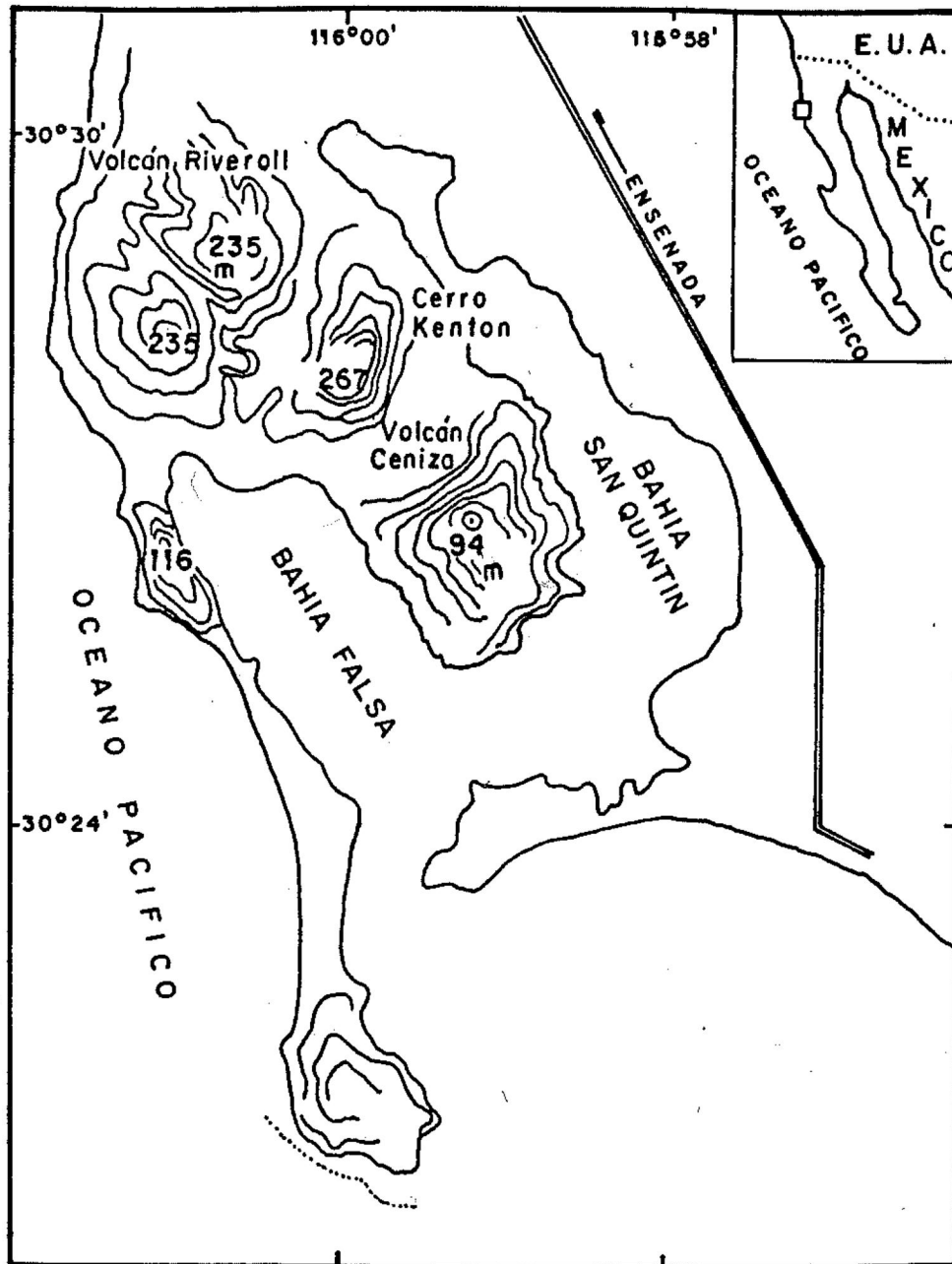


Fig.2. - Plano de localización del área. (CIENCIAS MARINAS, Diciembre 1975. Vol. 2 Num. 2 )

## METODOLOGIA:

Se tomaron muestras de los tres volcanes en los distintos afloramientos que presentan cada uno de ellos, y en los cambios litológicos muy marcados. Las muestras fueron frescas y lo menos intemperizadas posible. El método utilizado en laboratorio fué el usual en análisis petrográfico (método óptico). Este método se encuentra explicado en Rogers and Kerr (1942). Conjuntamente con lo anterior y en la etapa de colección de muestras se realizó un cartografiado del área, haciendo énfasis en los cambios petrológicos que se observaron (Fig.3).

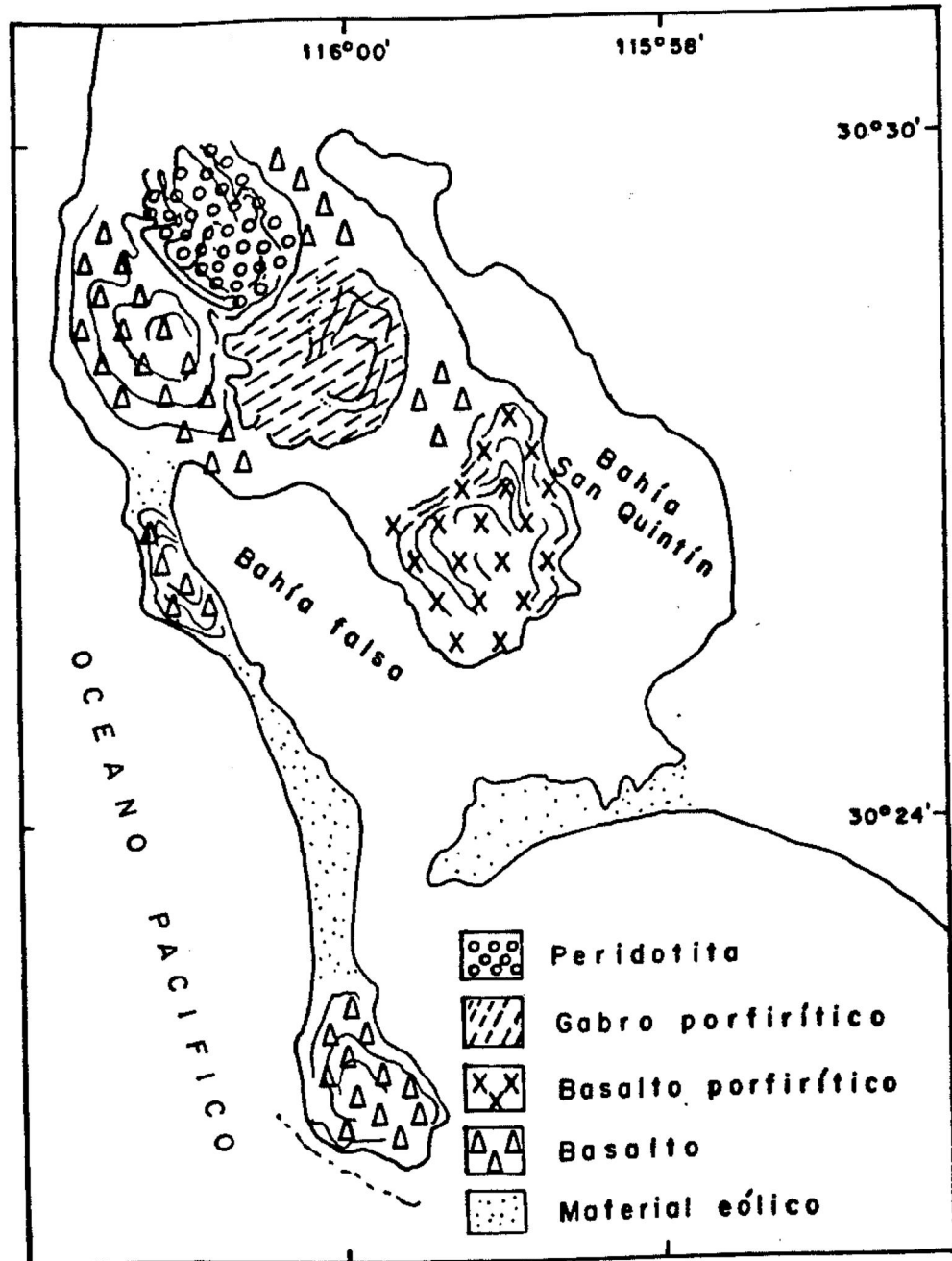


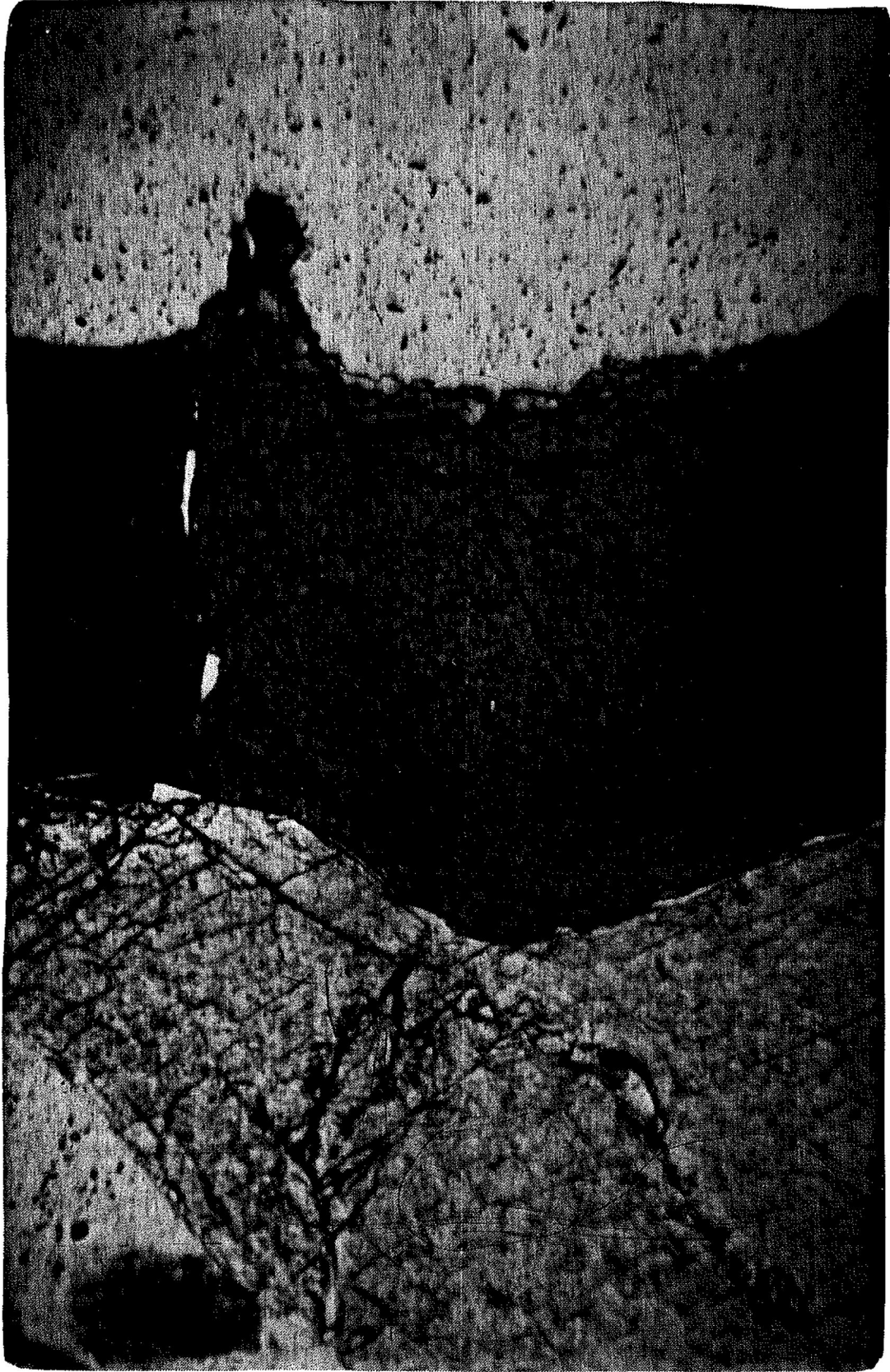
Fig. 3.- Plano de cartografiado del área.

(CIENCIAS MARINAS, Diciembre 1975. Vol. 2  
Num. 2)

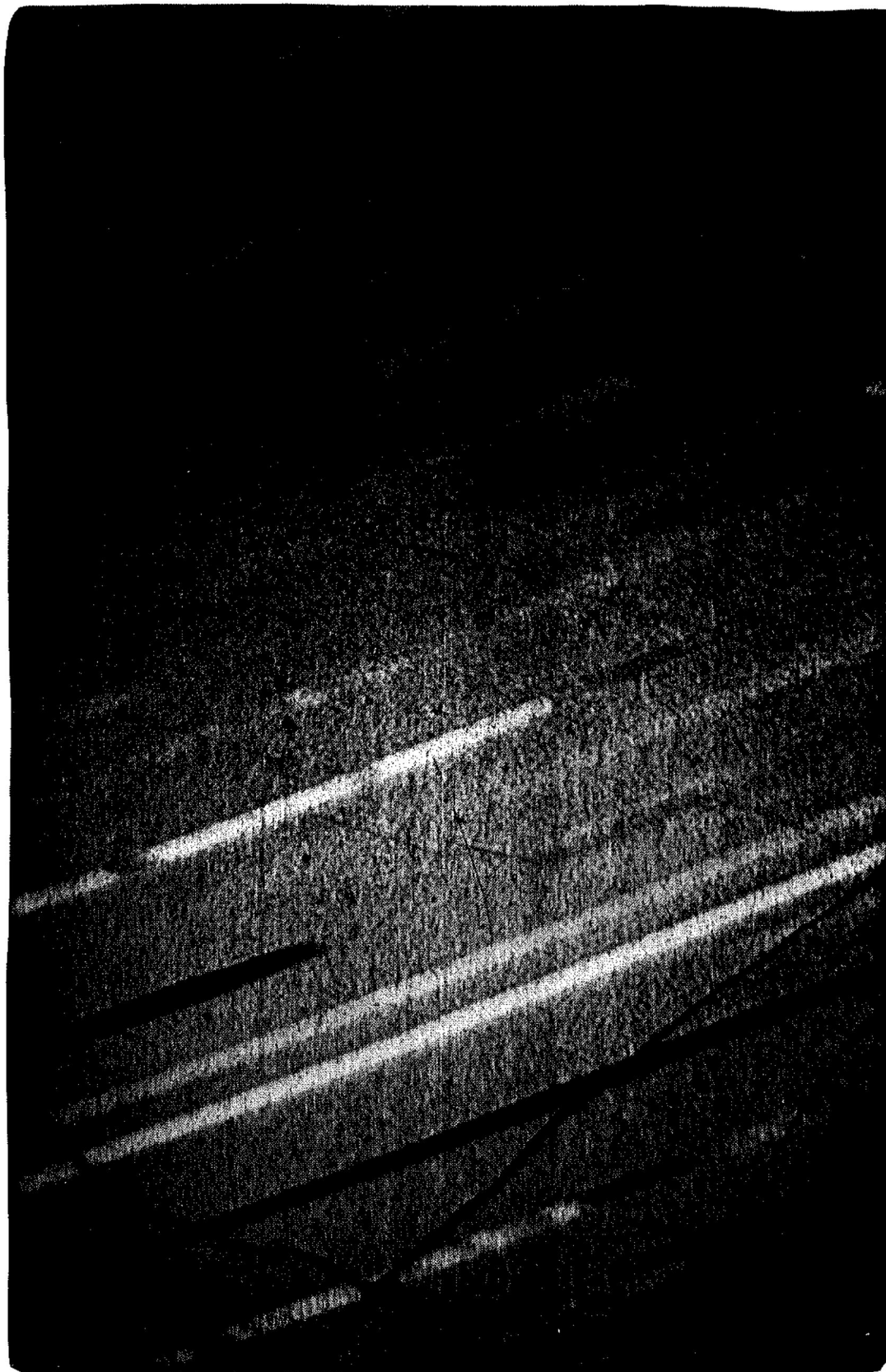
## RESULTADOS:

Mediante los análisis petrológicos realizados en laboratorio de las muestras tomadas en el Volcán Riveroll, Cerro Kenton y Volcán Ceniza, se obtuvo el contenido mineralógico de cada Volcán, lo cual ayudó a determinar sobre los tipos de roca de la cual están constituidas. Para la interpretación de los resultados se utilizaron las siguientes tablas:

Tabla I.- Composición mineralógica del Volcán Riveroll.		
% EN VOLUMEN.	MINERAL.	CARACTERISTICAS TEXTURALES.
2.0	PICOTITA / CROMITA	Subhedral en general, pero con menores zonas abrigadas ó encerradas. Ocurren principalmente al lado de Clinopiroxenos en los intersticios entre granos de Olivino.
67.0	OLIVINO	Formas entrecerrando una red de granos poligonales; texturas en mosaico con otros granos de Olivino, pero éstos están encerrados en contacto con piroxenos intersticiales. Minerales opacos diseminados dentro de la muestra, ej: (Ilmenita, Magnetita?).
9.0	ORTOPIROXENOS	2V = 80° indica una composición de Enstatita. Ocurre como grandes cristales con formas subhedrales con menor exolución lamelar.
22.0	CLINOPIROXENOS	Un C <sup>z</sup> de 32° indica un alto componente de MgO (Diópsida). Menor exolución lamelar, generalmente anhedral e intersticial.
	OPACOS	1) Hematita, ocurre como productos de alteración de otros opacos. 2) Ilmenita y (Magnetita?) se observan debajo de Olivinos.



Fotografía 1.- Cristal isométrico de Espinela ( picotota ) con  
iluminación ordinaria ( Volcan Riveroll ).



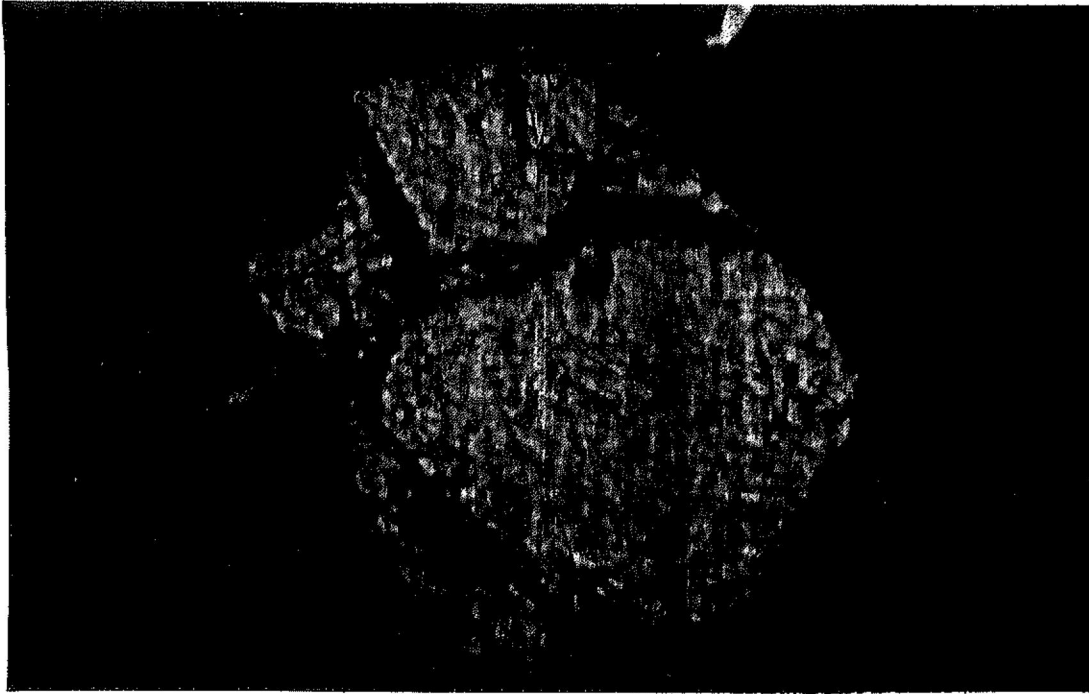
Fotografía 2.- Evolución lamelar de Enstatita en un fenocristal de clinopiroxeno ( Diópsida ). Color gris pálido en nicoles cruzados.

CLASIFICACION: LHERZOLITA DE ESPINELA (Cromita/Picotita).

SECUENCIA DE CRISTALIZACION Y NUCLEACION: El Olivino fuè el primer mineral en formarse pero estrechamente seguido por la fase Espinela. El Olivino llega a su punto de reacción en el que se reasimila aproximadamente al mismo tiempo que el Ortopiroxeno comienza a nuclearse con la fase de Espinela, terminando también su período de crecimiento en ese punto. Los Clinopiroxenos fueron los últimos minerales de silicato que se formaron, y coincidió de alguna manera con el Ortopiroxeno. La exolución de los Opacos provenientes del Olivino fuè subsólida.

Tabla II.- Composición mineralógica del Volcán Ceniza.		
% EN VOLUMEN.	MINERAL.	CARACTERISTICAS TEXTURALES.
9.0	OLIVINO	Principalmente Euhedral y pobre o débilmente zonado, raros o contados granos abrigados o encerrados con extinción ondulatoria moderadamente desarrollada.
1.0	CLINOPIROXENO	Granos Subhedrales pequeños y escasos.
14.0	PLAGIOCLASAS	Labradorita con maclado como el de la Albita.
13.0	VESICULAS	Espacios abiertos, algunos rellenos con material de grano fino y bajo relieve con colores de interferencia de primer orden bajo (Zeolita?).
63.0	MATRIZ	Una mezcla de Olivino de grano fino, Clinopiroxenos, Plagioclasas y Opacos.

CLASIFICACION: BASALTO PORFIRITICO (Vesicular - Olivino - Clinopiroxeno - Plagioclasas).



Fotografía 3.- Cristal fragmentado de Augita. Nicoles cruzados  
( Volcán Ceniza ).



Fotografía 4.- Cristal de olivino, piroxeno, y vesículas.  
Nicoles cruzados ( Volcán Ceniza ).



Fotografía 5.- Cristales de Labradorita mostrando maclado de Albita.  
Nicoles cruzados ( Volcan Ceniza ).

SECUENCIA DE NUCLEACION: Olivino, Plagioclasas y escasos clinopiroxenos como fenocristales y continuando dentro de la masa.

Tabla III.-Composición mineralógica del Cerro Kenton.		
% EN VOLUMEN.	MINERAL.	CARACTERISTICAS TEXTURALES.
68.0	PLAGIOCLASAS	Laminillas de Labradorita con maclado como el de la Albita y Carlsbad.
12.0	CLINOPIROXENOS	Augita se presenta usualmente en fragmentos de fenocristales angulosos de color verde-amarillento y verde pálido, fractura irregular.
8.0	OLIVINO	Se encuentran escasos cristales anhédricos de contornos poligonales, son frecuentes las fracturas irregulares.
12.0	OPACOS	Hematita de color rojo a negro con fractura subconcoidal. Ilmenita y (Magnetita?) se encuentran diseminadas en la muestra.

CLASIFICACION: GABRO PORFIRITICO (Plagioclasas - Piroxenos - Olivino).

SECUENCIA DE CRISTALIZACION Y NUCLEACION: El Olivino y las Plagioclasas fueron los primeros minerales en formarse. La abundancia de las Plagioclasas permite inferir que se desarrollaron primero que los Piroxenos. La relación de cálcico a sódico aprovechable para las Plagioclasas es también un factor, pues mientras más cálcica la Plagioclasa es mas probable que cristalice antes que el Piroxeno.



Fotografía 6.- Cristal tabular de Ilmenita con luz reflejada.



Fotografía 7.- Gabro porfirítico de plagioclasas, piroxenos y olivino. Nicoles cruzados ( Cerro Kenton ).



Fotografía 8.- Cristal prismático de Augita entre nicoles cruzados.  
Color verde pálido ( Cerro Kenton ).



Fotografía 9.- Cristales de magnetita con luz reflejada.  
( Cerro Kenton ).

## DISCUSION:

Las primeras discusiones que se formularon de este reconocimiento geológico, resultaron de la importancia de la evolución general del magmatismo y su relación con cada volcán.

Las diferencias de material entre los volcanes relatan variaciones en cuanto a los elementos ultramáficos.

Existen variaciones entre las lavas de una misma época geológica sobre el conjunto volcánico de San Quintín, por ejemplo: diferencias entre la Lherzolita de Espinela del Volcán Riveroll y el Gabro del Cerro Kenton, con tipos intermedios de la misma edad como es el Basalto Forfirítico muestreado en el Volcán Ceniza en esta región.

Esto pudo haber ocurrido si el magma paterno cristalizó sólo parcialmente y se vió sujeto a presiones durante cierto proceso tectónico, de éste modo, el líquido residual fué expulsado e inyectado en la misma roca, en donde daría lugar a rocas muy diferentes de las que resultaban de la consolidación del magma inicial (Williams, H. et al, 1983). Al realizarse varias veces la expulsión del líquido residual en etapas diferentes pudo dar lugar a estos diferentes tipos de roca, así el magma paterno de las líneas evolutivas cambia entre el Volcán Riveroll y el Cerro Kenton, en cambio las muestras tomadas en el Volcán Ceniza revelan un término mas intermedio por lo que existen variaciones temporales en el evento magmático de cada volcán.

Este tipo de roca ultramáfica puede originarse por 3 procesos:

- 1.-) Residuos refractorios relacionados al manto superior después de la extracción del basalto huésped por fusión parcial.
- 2.-) Acumulación de cristales formados a grandes presiones en una cámara magmática.
- 3.-) Inclusiones accidentales del manto superior en el basalto huésped (Asish R Basu and V. Rama Murthy, 1976).

El xenolito de Lherzolita de Espinela de San Quintín muestreado en el Volcán Riveroll, tiene un alto contenido de Diópsida en las muestras aprox. 22% del volúmen total por muestra.

Trabajos geoquímicos anteriores (A.R. Basu, et al., 1976) han mostrado un contenido muy alto de Diópsida en las rocas arriba del 35% modal. Otra característica conspicua de estos xenolitos es su fuerte marca de deformación plástica heredada de las condiciones del ambiente del manto superior. Las microestructuras de éstos xenolitos, tales como bandas onduladas, poligonización, estructuras de subgrano, fronteras de granos encerrados, fueron causadas por flujos plásticos de recobramiento y recristalización en el manto (A.R. Basu, et al., 1976).

Los experimentos llevados a efecto en el campo de las altas presiones para el sistema  $MgO - CaO - Al_2O_3 - SiO_2$  han hecho posible colocar límites numéricos en las presiones y temperaturas en las cuales los ensambles naturales ultramáficos anhidros alcanzaron el equilibrio. Esta Proposición ha sido usada especialmente por O'Hara, D.H. Green y Cnuki (en Carmichael, Turner y Verhoogen, 1974). Los

ensambles de equilibrio consisten en cuatro fases: Olivino, Enstatita, Diópsida y una fase de Aluminio, dependiendo de la presión esto es; Anortita de 6 a 7 Kb.; Espinela a presiones intermedias de 15 a 18 Kb. y Granate a presiones mayores (Fig. 4).

Las condiciones de Temperatura y Presión de equilibrio del xenolito de Lherzolita de Espinela han sido estudiadas por diferentes investigadores (A.R. Basu, 1973, Stroh James Michael, 1976, A.R. Basu, et al, 1976). Los métodos utilizados para obtener la temperatura de equilibrio tienden a converger a una temperatura de alrededor de 1100 °C, la estimación de la presión basada en esta temperatura es de 25 Kb, correspondiente a una profundidad de aproximadamente de 75 Km. (Asish R. Basu, et al, 1976). La temperatura estimada de 1100 °C es la de equilibrio del xenolito en el ambiente y condiciones del manto superior.

Las muestras colectadas en el Volcán Ceniza, están constituidas de roca basáltica de tipo porfirítico. Este basalto presenta marcas de deformación plástica debido a procesos de recobramiento y recristalización en el manto, presenta granos de Olivino débilmente zonados y encerrados con extinción ondulatoria moderadamente desarrollada.

En cuanto a lo que se refiere al Cerro Kenton está compuesto de una matriz de Plagioclasas Cállicas en su mayoría, y de pequeños y escasos fenocristales de Olivino y Piroxeno. El contenido de Plagioclasas da una idea en cuanto a su evolución magmática

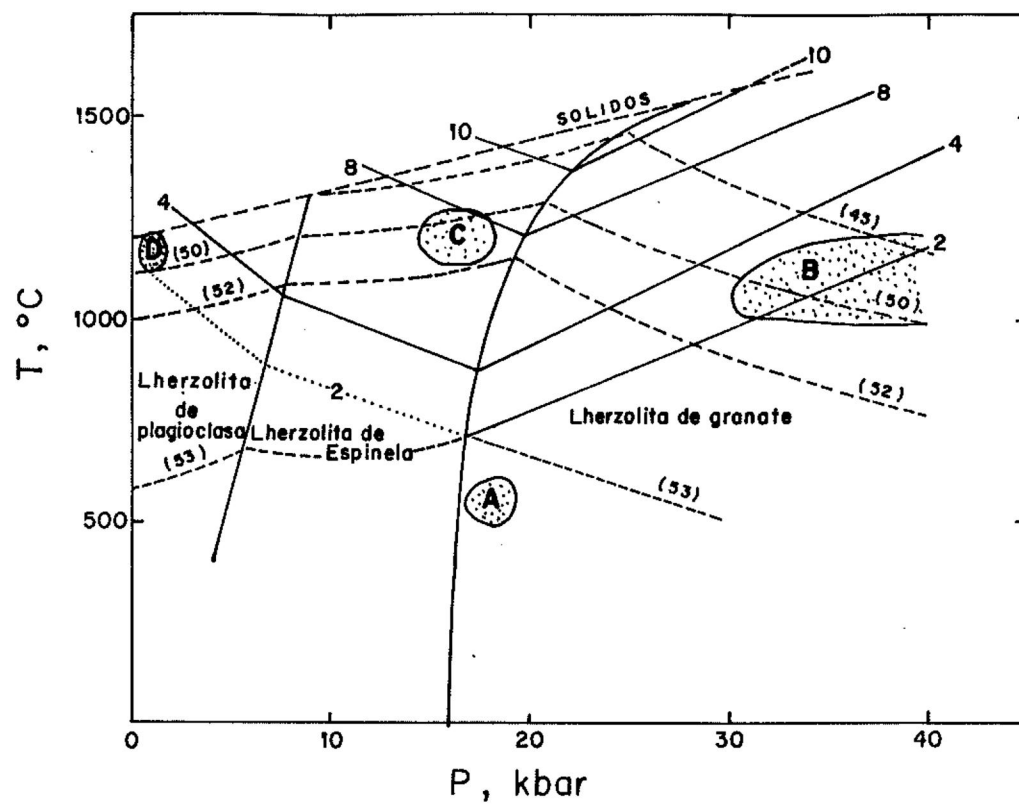


Fig. 4.- Temperaturas y presiones de equilibrio interno. (Carmichael, et al, 1974)

(Cristalización diferenciada) y su relación con los demás aparatos volcánicos en el contexto mineralógico. La cristalización diferenciada iniciada con la formación de Lherzolita, deja un líquido magmático que se enriquece en contenido de los elementos necesarios para iniciar la cristalización de feldespatos cálcico-sódicos.

El mecanismo por el cual se generó éste magmatismo probablemente esté relacionado a los movimientos de la Placa Pacífico con respecto a la Placa Norteamericana, produciendo así zona de debilidad en la región de San Quintín y ésto a su vez originando fracturas de tipo tensional lo suficientemente profundas para alcanzar niveles de presión y temperatura de equilibrio para el tipo de peridotita muestreada en el volcán Riveroll; si la roca es rápidamente transportada a la superficie por una erupción, el tiempo requerido para el reajuste mineralógico es mayor que el del fenómeno y la roca llega a la superficie con la misma composición mineralógica correspondiente a la posición y temperatura del último punto en el que consiguió su equilibrio en el interior del manto.

Basado en los resultados experimentales, así como, en la historia tectónica de la región peninsular y en especial la ocurrida desde el Mioceno Tardío hasta el presente (Apertura del Golfo de California); se infiere una secuencia de cristalización fraccionada con episodios bien marcados en espacio y tiempo. Apoyados en la información sísmológica para los eventos sísmicos ocurridos en 1975 (Rebollar, et al, 1982), la cual indica un espesor de corteza relativamente delgada y ubica al contacto corteza - Manto superior superficialmente, a presiones que

deben estar entre 10 y 20 Kb. Si a lo anterior se le agrega que desde el Mioceno Tardío y durante el Plioceno y Pleistoceno se tiene una gran actividad volcánica, caracterizada principalmente por emisiones de lavas basálticas, se generó el ambiente propicio para que por medio de la cristalización diferenciada parte del manto superior entrara en fusión generando un líquido magmático original que dio lugar a las 3 diferentes litologías que dominan el campo volcánico de San Quintín.

De acuerdo al rango de las condiciones de presión y temperatura según Basu A.R., (1973), que son de 8 a 22 Kb. y temperaturas entre los 850 y 1050 °C, define una geoterma bajo San Quintín entre las profundidades de 25 y 70 Km. con un declive de 3 grados/Km. Lo anterior va de acuerdo con los resultados experimentales desarrollados por O'hara, Green y Onuki (en Carmichael, et al, 1974).

Una interpretación de éstos datos es que el punto de inflexión de la geoterma corresponde al techo de la Astenósfera correspondiente a hace aprox. 5 m.a. en este lugar cuando empezaron los movimientos de rumbo marcando las relaciones Placa Pacífico y Norteamericana que dieran lugar al nacimiento del Golfo de California. Por otro lado, el movimiento de placas generó una zona distensiva fracturando la falla de rumbo (San Isidro) responsable de la actividad sísmica en la región (Rebollar, et al, 1982).

## CONCLUSIONES:

- 1) La actividad volcánica Pliocuaternaria que caracteriza a la región de San Quintín es producto de una cristalización diferenciada la cual parte de un material rico en Oxidos de Magnesio, Calcio, Aluminio y Silicio.
- 2) La Lherzolita de Espinela del Volcán Riveroll fuè la primera en emerger hacia la superficie desde las profundidades del manto superior. Tomandó en consideración que la presión y temperatura no fuè mayor a los 18 Kb. y 1100°C.
- 3) El Basalto Porfirítico del Volcán Ceniza es material derivado del líquido magmático residual dejado después de la cristalización de la Lherzolita de Espinela, el cual se enriquece en Ca lo que da origen a la aparición de las primeras plagioclasas.
- 4) De los tres Volcanes, el Gabro Porfirítico del Cerro Kenton fuè el último en formarse, teniendo una mayor reacción con la corteza continental.

El mecanismo mas probable que generó este magmatismo, puede ser de las siguientes maneras:

- a) Debido al movimiento de la placa Pacífico con respecto a la placa Norteamericana se generó un campo de esfuerzos distensivos lo que produjo fracturas profundas con adelgazamiento de la corteza

alcanzando niveles del manto superior y con ascenso muy rápido del magma hacia la superficie obteniendo así material característico del manto.

- b) De acuerdo con Basu, 1973, que define una geoterma bajo San Quintín. El punto de inflexión de la geoterma correspondería al techo de la Astenósfera correspondiente a hace aproximadamente 6 m.a. cuando empezaron los movimientos de rumbo marcando la relación placa Pacífico - Norteamericana.

## BIBLIOGRAFIA:

Atwater T., 1970: Implications of plate tectonics for the cenozoic tectonic evolution of western north america. Geological Society of America. Bulletin, 81(12), p.3513-3535.

Basu, Asish R., 1973: Cooling of suboceanic lithosphere? Evidence from Plagioclase-Spinel Symplectite xenoliths in alkali basalts from San Quintin, Baja California (abstr.). EOS, Transactions of the American Geophysical Union, 54(11), p.1217.

Basu, Asish R., 1977: Olivine-Spinel equilibria in lherzolites xenoliths from San Quintin, Baja California. Earth and Planetary Science Letters, 33(3), p.443-450.

Basu, Asish R., 1973: Pressure and Temperature conditions of equilibration of Spinel lherzolite xenoliths from San Quintin volcanic field, Baja California, México (abstr.). Geological Society of America. Abstracts with programs, 5(7), p.542.

Basu, A. R. and Murthy, V. R., 1976: Sr-isotopes and trace elements in Spinel lherzolite xenoliths in basalts, San Quintin, Baja California (abstr.). EOS, Transactions of the American Geophysical Union, 57(4), p.355.

Basu, A. R., 1977: Textures, microstructures and deformation of ultrabasic xenoliths from San Quintin, Baja California. Tectonophysics, 43(3-4), p.213-246.

Carmichael, Turner, Verhoogen., 1974: Igneous petrology. Mc. Graw Hill. pp. 609-611.

Comisión Federal de Electricidad, 1979: Manual de diseño de obras civiles. Geotecnia, B. 1. 3. 8.

Demant A., Robin C., Bobier C., Cordoba D. A., 1974: Major chemical characteristics of tertiary and quaternary volcanism of Baja California. Circum-Pacific energy and mineral resource conference, Honolulu, sumary 1 pag.526.

Gastil G., Allison E. C., Phillips R. P., 1971: Reconocimiento geológico del estado de Baja California. mapa 1:250000.

Green and Ringwood, 1969: The origin of basaltics magmas. The earths crust and upper mantle. P. J. Hart, ed. American Geophysical Union, Mem. 13, p.489-494.

Howel Williams, Francis J. Turner, Charles M. Gilbert, 1983: Petrografía (Introducción al estudio de las rocas en secciones delgadas). Ed. C.E.C.S.A.

J. B. Reider Jr., 1976: Partial melting of the upper mantle Beneath Hawaii. EOS, Transactions of the American Geophysical Union, 57(4) p.355.

Mina F., 1957: Bosquejo geológico del territorio sur de Baja California. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol., Vol.9, No.3-4, pag.139-270.

N. T. Arnd, 1976: Ultramafic lavas (Komatites) from Munro Township, Ontario. EOS, Transactions of the American Geophysical Union, 57(4), p.355.

Peter J. Willie, 1967: Experimental data bearing on the petrogenic links between kimberlites and carbonatites. en Ultramafic and related rocks. Wiley, New York. pp. 396-402.

✓ Rebollar, C. J., Reyes, A. and Reichle, M., 1982: Estudio del enjambre de San Quintin, Baja California, México, ocurrido durante 1975 (The San Quintin earthquake swarm, Baja California, México, during 1975). Geofísica Internacional, 21(4), pp.331-358. (English summary), 1982.

Roger and Kerr, 1942: Optical mineralogy. McGraw Hill. Second ed.

Shervais, John W., 1977: Thermal emplacement history of the Ealmuccia Lherzolite massif, NW Italy, and implications for ensialic tectonics. Geological Society of America. Abstracts with programs, 9(7), pp.1172.

Silver L. T., Stheli E. G., Allen C. R., 1963: Lower cretaceous prebatholithic rocks of Northern Baja California, México. Bull. Am. Ass. Petrol. geol. Vol.47, pp.2054-2059.

Stroh, J. M., 1976: Latest Cenozoic volcanism, Baja California Norte, México; solubility of alumina in orthopyroxene plus spinel as a geobarometer in complex systems; application to spinel-bearing alpine-type peridotite; 231 P., Doctoral, 1975, University of Washington, Seattle, Wa. (For abstract see Dissertation Abstracts International, 37(2), p.663B-664B.