

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA SUR

**AREA INTERDISCIPLINARIA DE CIENCIAS DEL MAR
Departamento de Geología Marina**

CARTOGRAFIA Y PETROGRAFIA DE LA REGION CENTRO-ORIENTAL DE LA ISLA SANTA MARGARITA, B.C.S., MEXICO

T E S I S

**QUE COMO PARTE DE LOS REQUISITOS
PARA OBTENER EL TITULO DE:**

GEOLOGO

PRESENTA:

ERNESTO RAMOS VELAZQUEZ

La Paz, B.C.S., Febrero de 1994

A mis Padres:

Rafael Ramos Cepeda

Y

Rosario Velázquez de Ramos

Hermanos:

Anita

Rafael

Carlos

Sobrinos:

Ana Desiree

Rafael IV

A:

Isabel Cristina

CONTENIDO

	Página
RESUMEN	
I.- INTRODUCCION	1
I.1.- Localización y vías de acceso	1
I.2.- Antecedentes	3
I.3.- Justificación	8
I.4.- Objetivos	9
I.5.- Metodología	10
I.6.- Consideraciones previas	12
 II.- MARCO GEOLOGICO	 20
II.1.- Geología regional	20
II.2.- Evolución geológica y tectónica	26
II.3.- Geología de la isla	28
 III.- GEOLOGIA DEL AREA	 39
III.1.- Relieve y morfología	39
III.2.- Litología y estratigrafía	40
III.2.a. Ensamble de melange	40
III.2.b. Ensamble plutónico	53
III.3.- Geología estructural	61
III.4.- Petrografía	68
III.4.a. Petrografía del ensamble de melange ..	69
III.4.b. Petrografía del Ensamble plutónico ..	80

IV.- YACIMIENTOS MINERALES	86
IV.1.- Yacimientos de magnesita	86
IV.2.- Yacimientos de magnetita	90
V.- CONCLUSIONES	92
VI.- RECOMENDACIONES	90
VII.- AGRADECIMIENTOS	100
BIBLIOGRAFIA CITADA	

ANEXOS

- A).- Tablas de resúmenes de composición mineralógica en cada una de las unidades reconocidas en el área cartografiada.
- B).- Gráficas de composición mineralógica porcentual de las unidades reconocidas en el área cartografiada.

ILUSTRACIONES

FIGURAS:

	Página
1.- Mapa de localización	2
2.- Localización de áreas y trabajos previos sobre temas afines en el área estudiada ..	7
3.- Regímenes de temperaturas para las serpentinitas (Trommsdorf y Evans, 1977) ..	16
4.- Cinturones de serpentinitas de Norte América (Moores y Vine, 1988.....	19
5.- División por cuencas del estado de Baja California Sur (INEGI-UNAM, 1984)	21
6.- Principales afloramientos de rocas mesozoicas en Baja California Sur (INEGI-UNAM, 1984) ...	24
7.- Sección A - B de la cuenca Iray - Magdalena (INEGI-UNAM, 1984)	25
8.- Mapa geológico de la isla Santa Margarita (Rangin y Carrillo, 1978)	33
9.- Diagrama de la evolución tectónica de Baja California durante el Terciario (Curaray, Moore et-al, 1982)	38
10.- Sección estructural A - A'.....	42
11.- Unidades reconocidas en el área cartografiada	44
12.- Columna estratigráfica propuesta	60

13.- Mapa geológico de la parte centro- oriental de la isla Santa Margarita	65
14.- Mapa de localidades muestreadas	67
15.- Resultados de difracción de rayos X	70
16.- Modelo propuesto para el emplazamiento del melange	96

FOTOGRAFIAS:

	Página
1.- Aspecto general del relieve de la región central de la isla	29
2.- Metagabro sobreyaciendo a la unidad de rocas ultramáficas serpentinizadas	34
3.- Afloramiento perteneciente al complejo de diques	34
4.- Panorámica de los afloramientos de turbiditas	36
5.- Panorámica del campo de dunas del litoral externo con los Dos Hermanos al fondo ...	36
6.- Afloramiento de rocas ultramáficas serpentinizadas en primer plano	46
7.- Afloramiento del bloque de pizarras con fuerte foliación	46
8.- Acercamiento del bloque de pizarras con plegamiento en echelon	47
9.- Agrupamiento de bloques de metagabro con esquistos de clorita	47
10.- Afloramiento de metagabro bandeado en el arroyo de La Palma	49
11.- Detalle del contacto entre el metagabro y los esquistos de clorita	49
12.- Panorámica mostrando un bloque de anfíbolita de granate	50

13.- Bloque de anfibolita inmerso en rocas ultramáficas serpentinizadas	50
14.- Detalle de un bloque de esquistos azules con buena foliación	52
15.- Alternancia de metasedimentos y rocas volcánicas de la unidad de esquistos azules	52
16.- Falla con desplazamiento normal en el metagabro bandeado	55
17.- Microfallas y vetillas de cuarzo en metagabro	55
18.- Aspecto general del dique lamprófico ...	59
19.- Terrazas marinas del Pleistoceno en la línea de costa de Bahía Magdalena ...	59
20.- Sedimentos pertenecientes a las secuencias de abanico aluvial	62
21.- Falla con desplazamiento lateral afectando una veta de cuarzo en el metagabro	62
22.- Discordancia angular entre terrazas marinas y sedimentos cuaternarios	64
23.- Contacto entre el dique lamprófico y la roca ultramáfica serpentinizada	64
24.- Microfotografía de una roca ultramáfica serpentinizada con clorita	72
25.- Rocas ultramáficas serpentinizadas mostrando vetillas de serpenina	72

26.- Microfotografía de un bloque de pizarras mostrando bandeamiento bien definido	75
27.- Microfotografía de una muestra de metagabro	75
28.- Microfotografía de una muestra de la unidad de anfibolitas	79
29.- Microfotografía de una muestra de esquistos azules	79
30.- Microfotografía de una muestra de metagabro	83
31.- Microfotografía de una muestra del dique lamprófidio	83
32.- Magnesita en muestra de mano	89
33.- Afloramiento de los yacimientos de magnesita	89

TABLAS:

	Página
1.- Asociación mineralógica de los bloques exóticos	81
2.- Clasificación de los lamprófidos	85
3.- Contenidos mineralógicos porcentuales para las diferentes unidades litológicas ..	anexo A

GRAFICAS:

	Página
1.- Composición modal porcentual de la unidad de rocas ultramáficas serpentinizadas	anexo B
2.- Composición modal porcentual de la unidad de esquistos azules	anexo B
3.- Composición modal porcentual de la unidad de anfibolitas	anexo B
4.- Composición modal porcentual de la unidad de pizarras	anexo B
5.- Composición modal porcentual de la unidad de metagabros	anexo B
6.- Composición modal porcentual de la unidad de lamprófidos	anexo B

RESUMEN:

La isla Santa Margarita está constituida por un complejo ofiolítico desmembrado, de edad Jurásico superior y una cubierta metasedimentaria. El complejo ofiolítico consiste de rocas ultramáficas serpentinizadas (conformando un melange), metagabros, un complejo de diques, así como una secuencia turbidítica cretácica. La cubierta metasedimentaria la representan pedernales, argilitas y calizas intercaladas, con metamorfismo perteneciente a la facies de esquistos verdes de bajo grado a medio.

En la región centro-oriental de la isla Santa Margarita aflora sólo la parte inferior del complejo ofiolítico, el cual está integrado por dos ensambles: El primero es un ensamble de melange, compuesto a su vez por dos litodemas, uno de matriz de serpentinita fuertemente foliada y el otro por bloques exóticos, éste consiste de bloques de pizarras, metagabros, anfibolitas y esquistos de glaucófano; metamorfoseados desde la facies de esquistos verdes de bajo grado hasta la de esquistos azules. El segundo ensamble corresponde a la parte superior del complejo ofiolítico, es de tipo plutónico y está compuesto por metagabros y lamprófidos.

La estructura de melange representa la base del complejo ofiolítico, y ha sido formada por una combinación de procesos tectónicos y diapíricos dentro de un régimen tectónico activo (subducción).

Todas las unidades de roca, a excepción de los lamprófidos, se comportan estructuralmente a manera de mantos, con tendencia horizontal y contactos por fallas de bajo ángulo entre sí.

La isla Santa Margarita, especialmente su región centro oriental, tiene potencial en lo que se refiere a recursos minerales, contando con depósitos de magnesita y magnetita, sin descartar la posible presencia de algunos otros minerales asociados. Sin que a la fecha exista una exploración ni explotación formal de estos yacimientos.

INTRODUCCION

I.1. LOCALIZACION Y VIAS DE ACCESO

El área de estudio abarca una superficie aproximada de 25 km², al centro oriente de la isla Santa Margarita entre las coordenadas 24° 28' a 24° 31' de latitud norte y de 111° 50' a 111° 53' de longitud oeste, en la propia isla. Esta isla está extendida de noroeste a sureste frente al litoral occidental en la península de Baja California, al noreste destaca la isla Magdalena, separada sólo por un canal de 6 km de ancho y con una profundidad máxima de 36 m, conocido como Canal de Entrada. Hacia la parte sureste está el Canal de Rehusa, con un promedio de 3 km de ancho y escasa profundidad, el cual la separa de isla Creciente. Al este colinda con Bahía Almejas, que forma parte del complejo lagunar de Bahía Magdalena; al oeste el límite es el Océano Pacífico (Fig. 1).

La isla Santa Margarita está localizada al noroeste de la ciudad de La Paz, entre las coordenadas geográficas 24° 19' a 24° 32' en latitud norte y de 111° 02' a 111° 18' de longitud oeste.

El acceso puede realizarse a partir de la ciudad de La Paz, por la carretera federal No. 1 La Paz - Tijuana, hasta tomar una desviación a la altura del km 157 ó en el km 173.5, donde parten caminos de terracería hacia el poniente que comunican

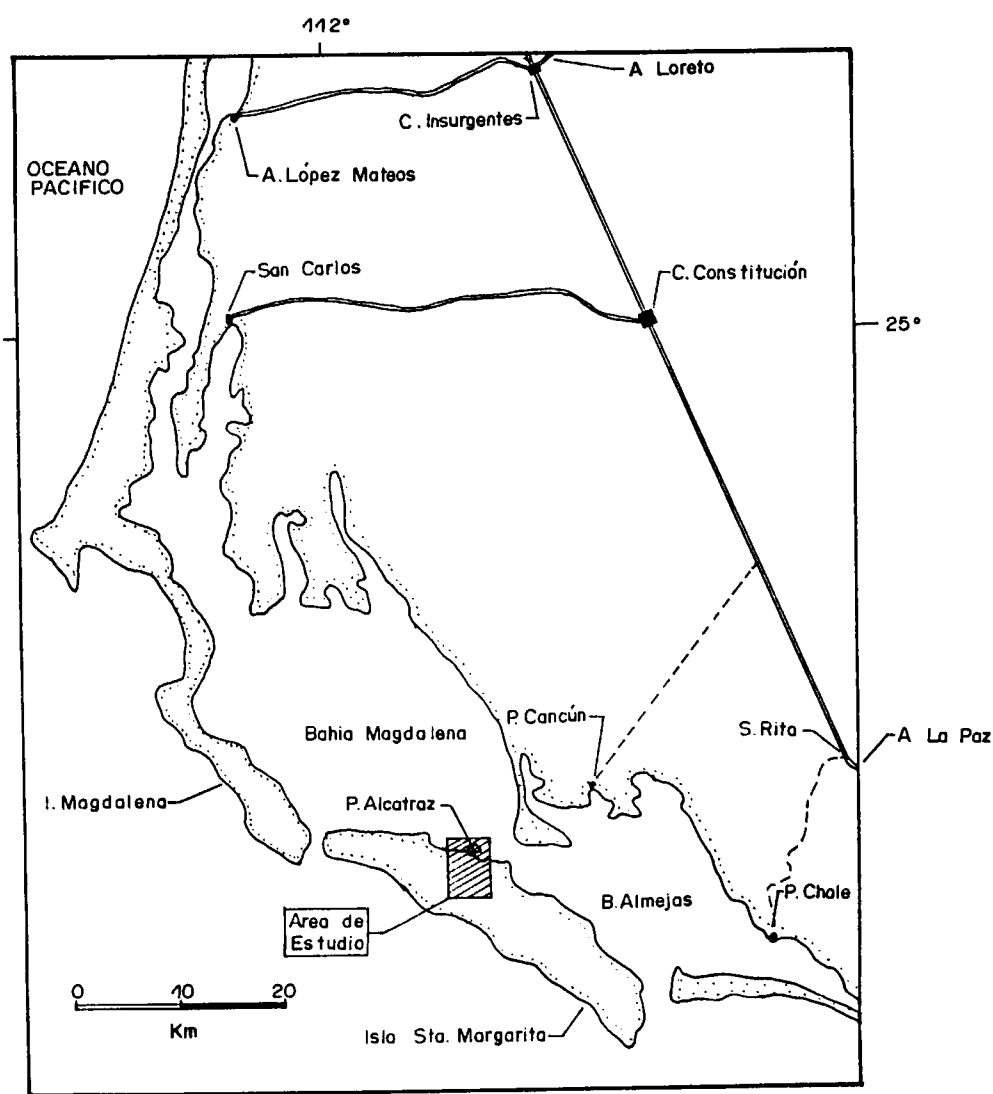
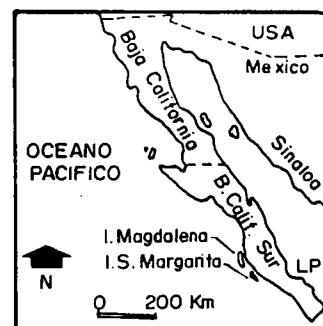


FIG. 1 Mapa de localización

con Puerto Chale o Puerto Cancún respectivamente, el recorrido es de 25.0 y 33.0 km respectivamente; de estas dos localidades es necesario continuar en lancha por un tiempo aproximado de media hora hasta la isla.

Otro de los accesos posibles es por vía aérea, ya que la isla cuenta con una pista de aterrizaje para avionetas de escasa capacidad (Fig. 1).

I.2. ANTECEDENTES

La isla Santa Margarita fué descubierta el 25 de noviembre de 1539 por el marinero español Francisco de Ulloa, mientras exploraba las costas de la península en busca de nuevas tierras; aunque el nombre le fué dado por otro marinero español, Sebastián Vizcaíno, años después. Tras su descubrimiento fué olvidada y solo era visitada por bandas de indígenas nómadas pertenecientes al grupo Guaycura, los que acudían a cazar, pescar y recolectar frutos; posiblemente en balsas hechas con troncos. No hubo asentamientos humanos permanentes hasta bien entrado el siglo XIX, en que se dan en forma de pequeños campamentos de pescadores. Con el advenimiento de la II Guerra Mundial, México en cooperación con los Estados Unidos establece una base naval militar permanente para la vigilancia de nuestras costas (el actual Puerto Cor-

tés), la cual es desmantelada parcialmente al término de la Segunda Guerra Mundial.

Mas tarde son descubiertos los yacimientos de magnesita, y un grupo de japoneses inicia su explotación, lo que trae un aumento de la población residente de manera permanente. La explotación solo dura algunos años, tras lo cual es desmantelado parte del equipo utilizado para la explotación. Después fueron hechos algunos intentos por continuar con la explotación, pero sin obtener los resultados esperados y los yacimientos son nuevamente olvidados.

La isla Santa Margarita tiene una superficie aproximada de 220 km², con una longitud de 39 km y un promedio de amplitud de 6 km, la parte central mide 9 km y corresponde a la parte de mayor amplitud en la isla.

La población de la isla está concentrada en dos pequeñas villas: Puerto Cortés, localizada en la parte central que es una base militar naval del gobierno de México, y con una población aproximada de 200 habitantes. La otra villa es Puerto Alcatraz, ubicada en la parte centro-este, con una población de 150 habitantes, la mayoría dedicados a la actividad pesquera.

El agua potable con que cuenta la isla es escasa y está reducida a manantiales de pobre rendimiento, siendo inexistentes las corrientes superficiales perennes. El manantial mas rentable y utilizado es el de El Alcatraz, localizado a menos de 1.0 km al oriente del poblado de Puerto Alcatraz, con un

gasto de 5 metros cúbicos cada 24 horas (Escuela Superior de Guerra, 1948). Han sido contruidos algunos pozos en la planicie central con resultados negativos en cuanto a la calidad del agua. Encontrando un residuo fijo a 120 °C de 3.85 grs/litro de CaCO_3 , CaSO_4 , MgSO_4 , NaSO_4 y NaCl , para una de las muestras analizadas; determinando que el agua no es apropiada para el consumo humano (Vivar, 1934).

Los caminos en la isla son escasos, y solo cuenta con brechas de terracería que comunican las poblaciones entre sí y en ciertas partes restringidas comunican algunos puntos accesibles de la isla.

En el aspecto geológico cuenta con algunos trabajos de investigación y dentro de los mas importantes están los siguientes, (Fig. 2):

-- E.W.Nelson (1905), quien observó la doble estructura de la isla, compuesta en realidad por dos islas unidas en tiempos recientes por un itsmo creado al desaparecer el canal que las separaba, y que antes comunicaba directamente con Bahía Almejas.

-- Wittich Ernest (1913), describe una terraza marina sobre esquistos levantada 30.0 m sobre el nivel del mar y rellena con fósiles de especies marinas actuales. También asegura que la zona extensa de médanos antiguos muy adentro de Bahía Magdalena, es otra prueba del retiro del mar en estos lugares.

-- Vivar, Gonzalo (1934), hace un análisis de una muestra de agua tomada en un pozo de la planicie central de la isla,

determinándola no apta para el consumo humano.

-- González Reyna, Genaro (1946), describe los depósitos de magnesita en la isla Santa Margarita, haciendo énfasis en su morfología y aspecto estructural.

-- Forman J. et-al (1971), data un bloque de anfibolita de granate (K-Ar) y obtiene una edad de 134 m.a. (millones de años).

-- Aceves García, M. (1972), realizó un reconocimiento general de los recursos marinos de la isla Santa Margarita, enfocándose a aquellos que eran indispensables para la población de la isla.

-- Rangin Claude (1974), maneja evidencias de subducción y procesos de colisión durante el Jurásico - Cretácico, a lo largo del borde continental de Baja California, haciendo énfasis en el área de Cedros - Vizcaíno.

-- Rangin y Carrillo, et-al (1978), separan y estudian una unidad de melange con matriz serpentinizada al SW de la isla. La cual contiene bloques exóticos tales como anfibolita y dacita calcoalcalina.

--Blake M.C. et-al (1984), trabaja en la estratigrafía de isla Magdalena y la divide en tres terrenos tectonoestratigráficos, da una idea de la historia tectónica regional y la compara con la región de la isla de Cedros - Península de Vizcaíno.

--Moore, Thomas E. (1986), estudia la petrología y las implicaciones tectónicas en la unidad de melange de Puerto Nuevo, que contiene esquistos azules en la península de

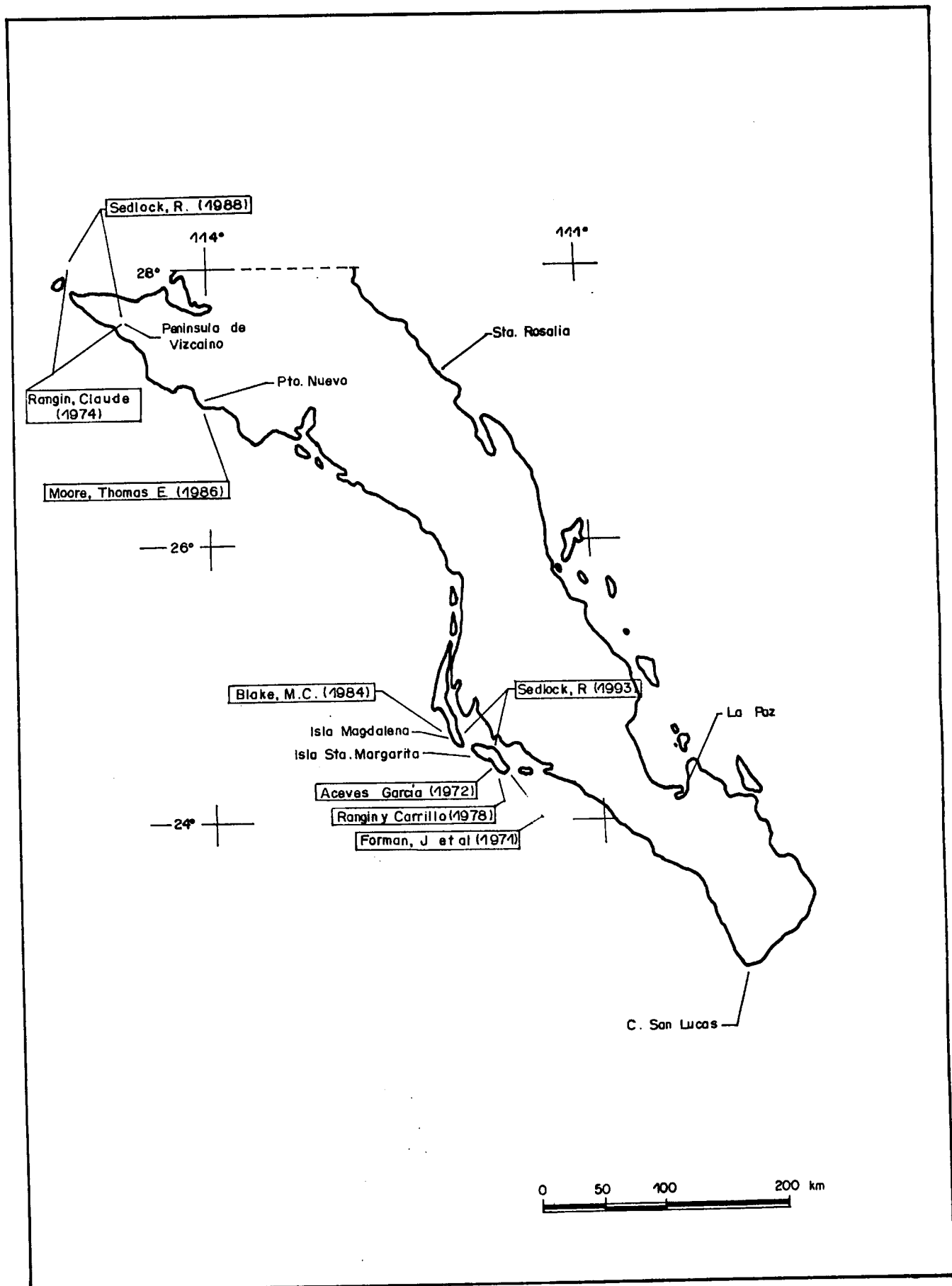


FIG. 2 Localización de trabajos previos sobre temas afines.

Vizcaíno. En este estudio sitúa el ambiente tectónico y hace una descripción detallada del complejo de melange.

--Sedlock, R.L. (1993), actualmente estudia el área (islas Santa Margarita y Magdalena), haciendo énfasis en la tectono-génesis.

I.3. JUSTIFICACION

La realización de trabajos de investigación geológica de esta región es de vital importancia, por su significado geológico en la evolución geodinámica del Margen Occidental de México lo cual permitiría comprender la naturaleza del origen, evolución y desarrollo de las islas. El presente trabajo ha sido motivado a partir de lo anterior y por factores variados, tales como: a) Falta de información referente a la geología regional de la Península; y b) Los antecedentes de reservas minerales (magnesita, cromita, serpentina, entre los mas importantes), susceptibles de ser valorados y contar en algún momento con estudios evaluativos para impulsar la economía de la región.

La cartografía y caracterización de los rasgos litológicos y estructurales de rocas del interior de la corteza que afloran en el área y que han sido llevadas a la superficie por procesos geológicos, para reconstruir su historia y aportar

nuevos datos de esta región justifica el trabajo propuesto.

I.4. OBJETIVOS

El presente estudio tiene contemplado lo siguiente:

- Realizar una cartografía geológica de semidetalle en una superficie de 25 km² y en escala aproximada de 1:15 000.
- Determinar las asociaciones mineralógicas y su paragénesis, para todas las unidades cartografiadas.
- Interpretar las relaciones tectónicas y estructurales. Tratando de aplicar un modelo geodinámico para el emplazamiento del complejo ofiolítico.

*** Metas:**

- Elaborar un plano geológico a semidetalle.
- Caracterizar petrográficamente las diferentes unidades.
- Aplicar un modelo geológico - tectónico para el emplazamiento del complejo ofiolítico.

I.5. METODOLOGIA

Etapas y técnicas de trabajo:

Preliminar: En esta etapa fué realizada la revisión bibliográfica del material disponible referente al área y temas afines. Como son fotografías aéreas en escala vertical de 1:50 000, cartas topográficas y geológicas en escala 1:50 000 y 1:250 000; editados todos estos materiales por INEGI. Así mismo fué posible contar con diversas publicaciones sobre temas y localidades afines (ver bibliografía citada).

Después de una revisión, la información obtenida fué interpretada y vaciada en un mapa fotogeológico previo, usado como plano base para control de la información obtenida, así como para programar las visitas de la etapa de campo. A partir de este mapa previo fueron fijadas las localidades susceptibles de brindar mayor información.

Campo: Fueron hechas varias visitas a la isla Santa Margarita: octubre de 1990 (4 días), diciembre de 1990 (7 días), abril de 1992 (5 días) y mayo de 1993 (5 días); con un total de 21 días. En los días de estancia en la isla los caminamientos se realizaron sobre los principales afloramientos en cada una de las unidades consideradas de interés. Estas unidades fueron caracterizadas megascópicamente, se tomaron datos estructurales, y fué hecha una recolección de ejemplares representativos para posteriormente efectuar un análisis

petrográfico. En esta etapa el mapa fotogeológico base fué verificado directamente en el campo. Las muestras recolectadas en esta fueron clasificadas según Fry (1984).

Laboratorio: Las muestras recolectadas fueron tratadas con dos técnicas principalmente, consideradas apropiadas para lograr los objetivos propuestos. Estas incluyen la de secciones delgadas y difracción de rayos X, con ésta última técnica fueron tratadas las rocas ultramáficas serpentinizadas, intentando determinar los porcentajes en que está presente cada uno de los minerales del grupo de las serpentinas. En la técnica por difracción de rayos X fué posible tener acceso por medio de un convenio de cooperación con el Ph.D. Richard Sedlock de la Universidad de Missouri, U.S.A. Las secciones delgadas fueron elaboradas en el laboratorio de petrología de la U.A.B.C.S., utilizando el material y equipo del mismo laboratorio.

Integración: Los datos obtenidos en las etapas anteriores fueron conjuntados para integrarse en un mapa definitivo; Así como la elaboración de un informe final escrito.

I.6. CONSIDERACIONES PREVIAS

Este subtema aborda algunas de las definiciones de los términos que serán mencionados frecuentemente en el desarrollo del trabajo, y permiten establecer un vocabulario apropiado en torno a los temas a tratar.

ROCAS BASICAS Y ULTRABASICAS:

En petrología ígnea una roca ultrabásica es la que contiene de un 40-45% de SiO_2 , si tiene 50% básica y con más de 60% intermedia (Miyashiro, 1973). Generalmente son de colores oscuros, debido a la presencia de minerales que contienen hierro (piroxenos, anfíboles). Esta definición también puede ser extendida a las rocas ígneas básicas metamorfoseadas, las cuales se denominan con el término metabasitas (Hackman, 1907). Algunos autores (Winkler, 1976), utilizan los términos máfica y ultramáfica haciendo referencia a los porcentajes de minerales máficos contra los félsicos.

De las rocas ultrabásicas, la dunita y la harzburgita son comunes y en ellas han sido centrados estudios como los de Loney y otros (1971); donde deducen que estas rocas cristalizaron en un magma ultramáfico del manto superior.

OFIOLITAS:

Tradicionalmente se le ha dado la denominación de ofiolitas (Miyashiro, 1973), a una asociación de rocas básicas y ultrabásicas. Generalmente se hacen dos grupos de ellas:

-- Ofiolitas de una secuencia tipo: Usualmente forman masas bandeadas mostrando una secuencia estratigráfica mas o menos normal desde el piso hacia arriba de: rocas ultrabásicas - gabros - basaltos.

-- Ofiolitas de una secuencia no tipo: No forman secuencias estratigráficas bien establecidas, y sus unidades pueden estar de manera caótica.

Es común la relación de las ofiolitas con cinturones metamórficos, lo que hace resaltar su estrecha asociación genética. Coleman (1977), considera que estas rocas son de corteza oceánica formada en los ridges del oceano medio de donde migraron lentamente por la expansión del piso oceánico hacia las márgenes continentales; siendo subduccionadas dentro del manto. En ocasiones, sucede el proceso contrario y capas de litósfera oceánica son desprendidas y sobrepuestas en los márgenes continentales (Coleman, 1971).

SERPENTINITA:

La palabra serpentinita hace alusión al aspecto físico de la roca, muy irregular y serpenteante.

Se utiliza el término serpentinita para denominar a una roca formada por una asociación de tres minerales: lizardita,

crisotilo y antigorita; $[Mg_3Si_2O_5(OH)_4]$ en la fórmula ideal (Moody, 1976). También es utilizado el término serpentinita, cuando no es posible determinar qué mineral en particular de esta familia es el que está integrando a la roca. Su composición química tiene pequeñas pero significativas variantes; la mayoría de éstas están relacionadas con la presencia o ausencia de algún compuesto o elemento. Como es el caso de la antigorita, que tiene un peso relativamente alto de SiO_2 y bajo de MgO y H_2O (Moody, 1976).

SERPENTINIZACION:

La serpentización, en sentido estricto, es el metamorfismo de rocas ultramáficas a altas presiones (hasta 7 Kbars) y temperaturas variables entre medias y altas (300-450 °C); en presencia de abundante agua y ambiente reductor (Moody, 1976).

De manera general, en el proceso de serpentización se involucran reacciones del tipo: forsterita + agua ===== serpentinita + brucita, $(2Mg_2SiO_4 + 3H_2O ===== Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + Mg(OH)_2)$; la que ha sido demostrada por Johannes (1968) que ocurre a 380 °C y 2 Kbars. Aunque hay muchas variantes en esta reacción, provocando la entrada o salida de algunos elementos a la reacción, por ejemplo: la presencia de fierro hace que la temperatura a la que ocurre la serpentización disminuya, en cambio cuando existe aluminio presente su estabilidad superior aumenta (Moody, 1976). La presencia de cualquiera de las tres especies de las serpentinas es susceptible de usarse como un

geobarómetro, ya que a temperaturas mas altas de 500 °C, la antigorita toma el lugar de la lizardita y el crisotilo (Trommsdorf y Evans, 1972), (Fig. 3).

Los protolitos para las serpentinitas son usualmente rocas ultramáficas del tipo de las dunitas y harzburgitas tectonizadas, donde forman las partes adyacentes de los complejos ofiolíticos.

El ambiente tectónico de la serpentización está definido por el emplazamiento de fragmentos de litósfera oceánica sobre las márgenes continentales; durante este emplazamiento las rocas ultramáficas subyacentes son serpentinizadas. A la vez cuenta con inclusiones tectónicas (bloques exóticos) de las rocas circundantes, las cuales son parcialmente afectadas por la serpentización.

MELANGE:

La palabra melange deriva del idioma francés, y es utilizada para indicar una mezcla o revoltura de algo. Raymond (1975), lo describe como "un cuerpo de roca mapeable a escala 1:25 000 o menos y caracterizado por la continuidad interna de sus contactos o estratos, y por la inclusión de fragmentos y bloques de todos tamaños, exóticos o nativos; embebidos en una matriz de material mas fino".

Los melanges se pueden originar a través de procesos sedimentarios, diapíricos, tectónicos, o combinaciones de

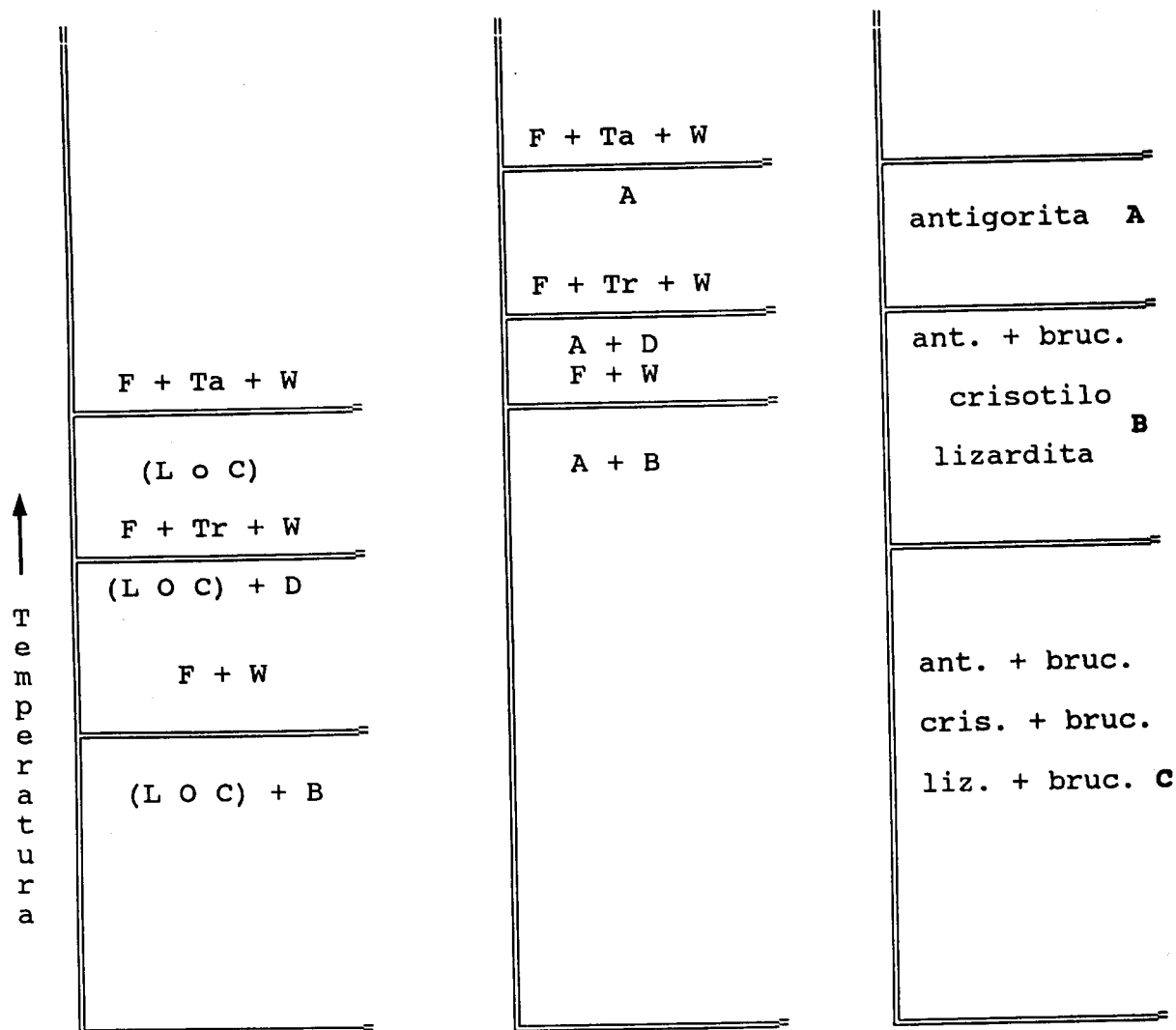


Fig. 3 Diagrama que muestra los regímenes de temperatura para las serpentinitas. Las abreviaciones son: A=antigorita, B=brucita, C=crisotilo, D=diópsido, F=forsterita, L=lizardita, Ta=talco, Tr=tremolita, W=agua. Los tres regímenes de temperatura están indicadas como A, B, C; en el extremo derecho de la figura. Tomado de Trommsdorf y Evans (1977).

ellos; y son clasificados de acuerdo a su origen. Generalmente es aceptado que estos son formados por el emplazamiento de capas de litósfera oceánica sobre las márgenes continentales, donde son posteriormente tectonizadas.

En las ofiolitas es común la presencia de un melange, dado que las condiciones en las que están siendo formadas ambos tienden a traslaparse; y son considerados como parte integral de ellas (Coleman, 1980). La mayoría de los melanges que han sido reportados (Miyashiro, 1973 y Raymond, 1975), se encuentran asociados a cinturones metamórficos Fanerozoicos en las márgenes convergentes de los continentes (Fig. 4).

BLOQUES EXOTICOS:

Son trozos de roca que el melange corta y atrapa al momento del emplazamiento, y representan rocas del interior de la corteza. El tamaño de los bloques es muy variable, generalmente van desde algunos metros hasta mayores de 2 km, y depende de las características históricas del melange, siendo su forma discoidal o esférica. Estos bloques presentan una amplia gama en las composiciones mineralógicas y de facies metamórficas, presentándose generalmente mezclados en forma caótica. Los contactos laterales de estos bloques son de muy diversas características.

COMPLEJO:

Según el Código de la Nomenclatura Estratigráfica

(1984), es utilizado el término complejo: "Si una masa de roca está compuesta por diversos tipos de cualquier clase o clases o si está caracterizada por una estructura muy complicada, puede emplearse la palabra complejo como parte del nombre formal en vez de un término litológico o de rango".

UNIDAD LITODEMICA:

Son referidas a "un cuerpo de rocas predominantemente intrusivos, deformados y/o altamente metamorfoseadas local y regionalmente, que se distingue y delimita por las características de la roca" (Código de Nomenclatura Estratigráfica, 1983).

ENSAMBLE:

Comprenden dos o mas litodemas asociados y de la misma clase.

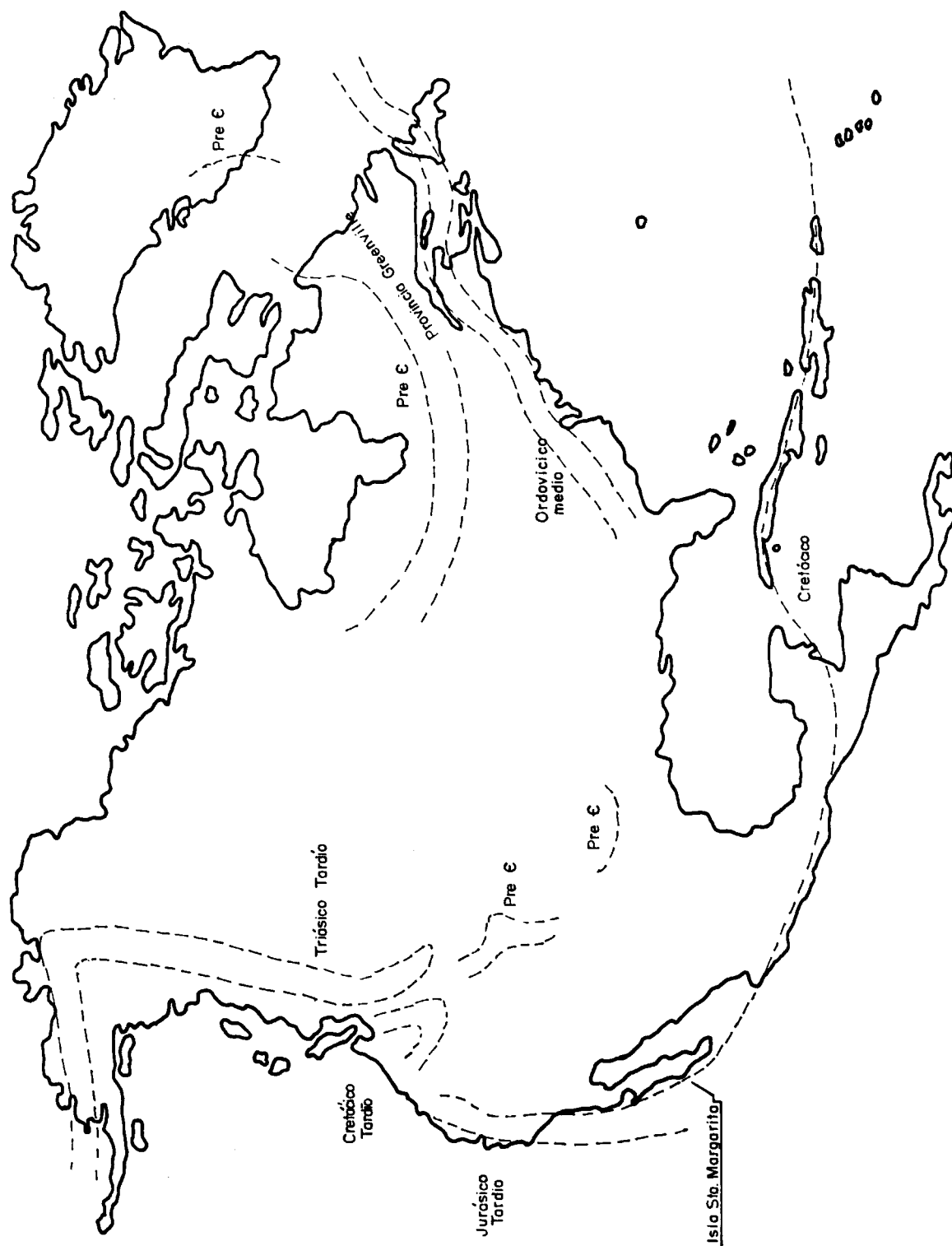


FIG. 4 Cinturones de serpentinitas de Norteamérica (Modificado de Moores y Vine, 1988)

MARCO GEOLOGICO

II.1. GEOLOGIA REGIONAL

El área de estudio queda incluida en la subprovincia de Tierras Bajas o Llanos de la Magdalena (Raiz, 1964), que corresponde a la cuenca Ballenas - Iray - Magdalena, (INEGI / UNAM, 1984), (Fig. 5). La morfología de la región es contrastante, pues así como presenta relieve suave conformado por pequeñas cuencas y planicies costeras extendidas hacia el Océano Pacífico; también presenta relieve montañoso (islas) en la costa del mismo océano con una topografía accidentada y alturas considerables, cercanas a los 450 m s.n.m. El drenaje define cuencas de pequeñas dimensiones, las que aportan intermitentemente su caudal a corrientes desintegradas y de baja densidad con un patrón de drenaje dendrítico a subparalelo.

El relieve presenta rasgos de estructuras formadas por procesos tectónicos y acumulativos, conservándose en la actualidad sólo algunos remanentes como son los del área de isla de Cedros - Península de Vizcaíno, sobre su extremo norte y la correspondiente a las islas Magdalena y Santa Margarita en el sur, (Fig. 6). Esta última región, junto con la porción peninsular que está localizada frente a ellas, integran lo que se conoce como cuenca Ballenas-Iray - Magdale-

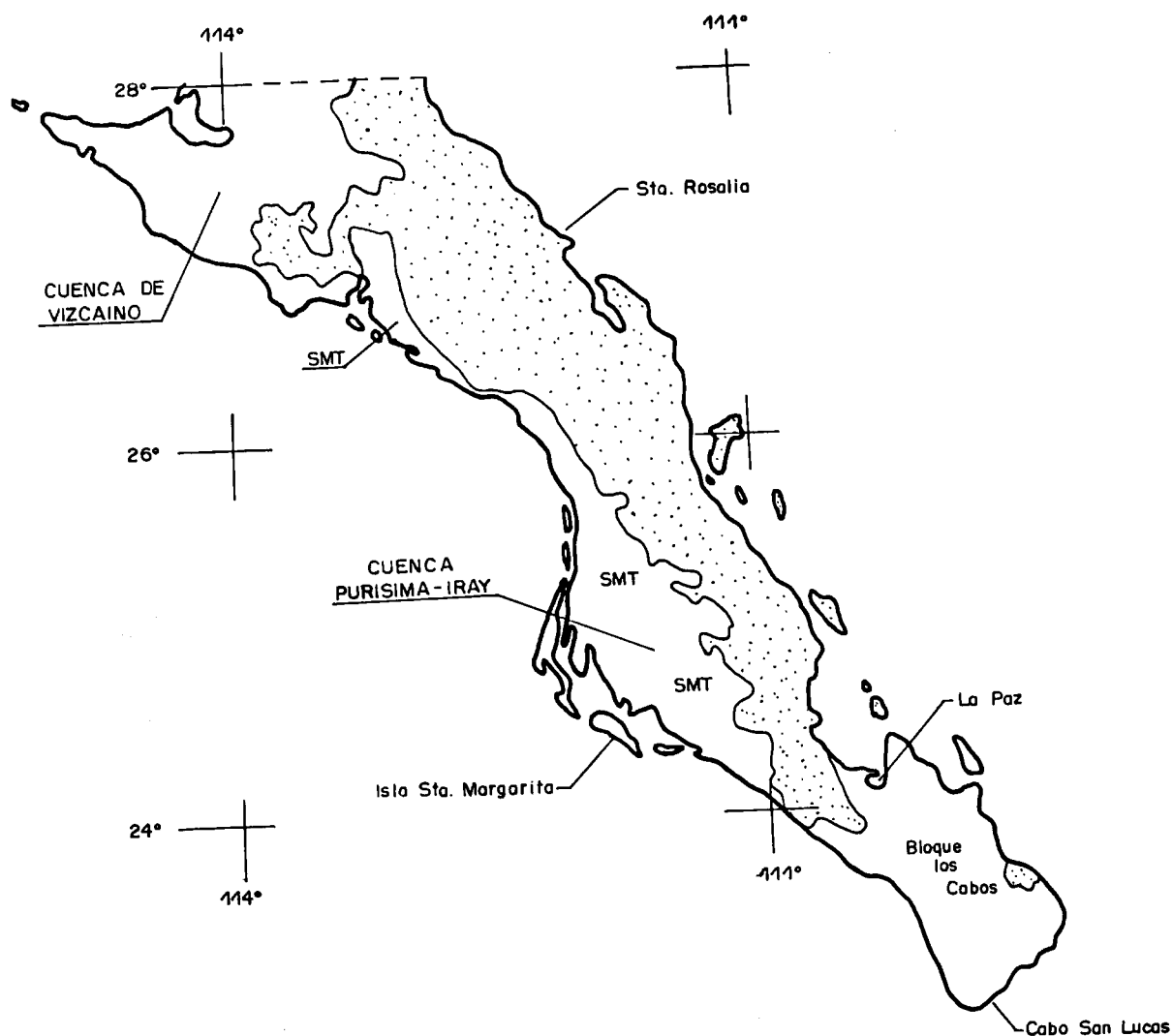


FIG. 5 División por cuencas de Baja California Sur (INEGI-UNAM, 1984)

na y constituye estructuralmente un subsuelo de una depresión en forma de sinclinal (INEGI-UNAM, 1984), con orientación general noroeste - sureste, (Fig. 7). Las unidades expuestas regionalmente abarcan desde el Jurásico hasta el Reciente. En la zona suroccidental de esta cuenca (Ballenas-Iray-Magdalena) afloran las rocas mas antiguas (islas Magdalena y Santa Margarita) formando un complejo ofiolítico de edad Jurásico superior, parcialmente cubierto por rocas metasedimentarias. En esta misma región afloran rocas cretácicas (Rangin, 1978), consistentes en una secuencia turbidítica correlacionable con la Formación Valle (Sedlock, com. pers. 1992). En las partes mas distales de la cuenca hacia el oriente, aflora una secuencia sedimentaria marina de edad Mioceno-Oligoceno, la cual está cubierta por rocas mas jóvenes en la franja próxima a la región costera del Golfo de California. Hacia el oriente, y bordeando la cuenca considerada afloran rocas volcánicas terciarias, conformando la sierra de La Giganta, en grandes espesores, aproximadamente 2 500 m (Hausback, 1984). Así mismo en la vertiente del Océano Pacífico han sido reportados grandes espesores de sedimentos (2 500 m), los cuales abarcan desde el Cretácico hasta el Reciente, sobre un basamento ofiolítico correlacionable con el aflorante en las islas (Lozano, 1976), (Fig. 7).

Las relaciones estructurales en toda la extensión de la cuenca son muy diferentes. Así, en su parte peninsular está controlada por un sistema de fallas normales, siendo pocos los reportes de tipo inverso. Este sistema ha sido atribuido por Gastil et al en 1981, al régimen de distensión en que se encuentra la península. En lo referente a la región insular, puede considerarse, al menos para la isla Magdalena, un control por fallas normales de alto angulo; orientadas generalmente transversalmente a su longitud mayor de la isla (Blake et al, 1984). La isla Santa Margarita presenta un sistema similar al anterior, sin haberse comprobado que sea del mismo tipo. Existen fallas que han sido relacionadas al sistema transformante Tosco-Abreojos, de movimiento lateral derecho, el cual está ubicado al oeste de las islas y es considerado activo (Spencer y Narmark, 1979 y Blake et al, 1984). Este sistema representa la frontera entre las placas Pacífica y Norte Americana, correlacionado en base a las observaciones llevadas a cabo en otras regiones con sistemas de desplazamiento lateral (Moore, 1986).

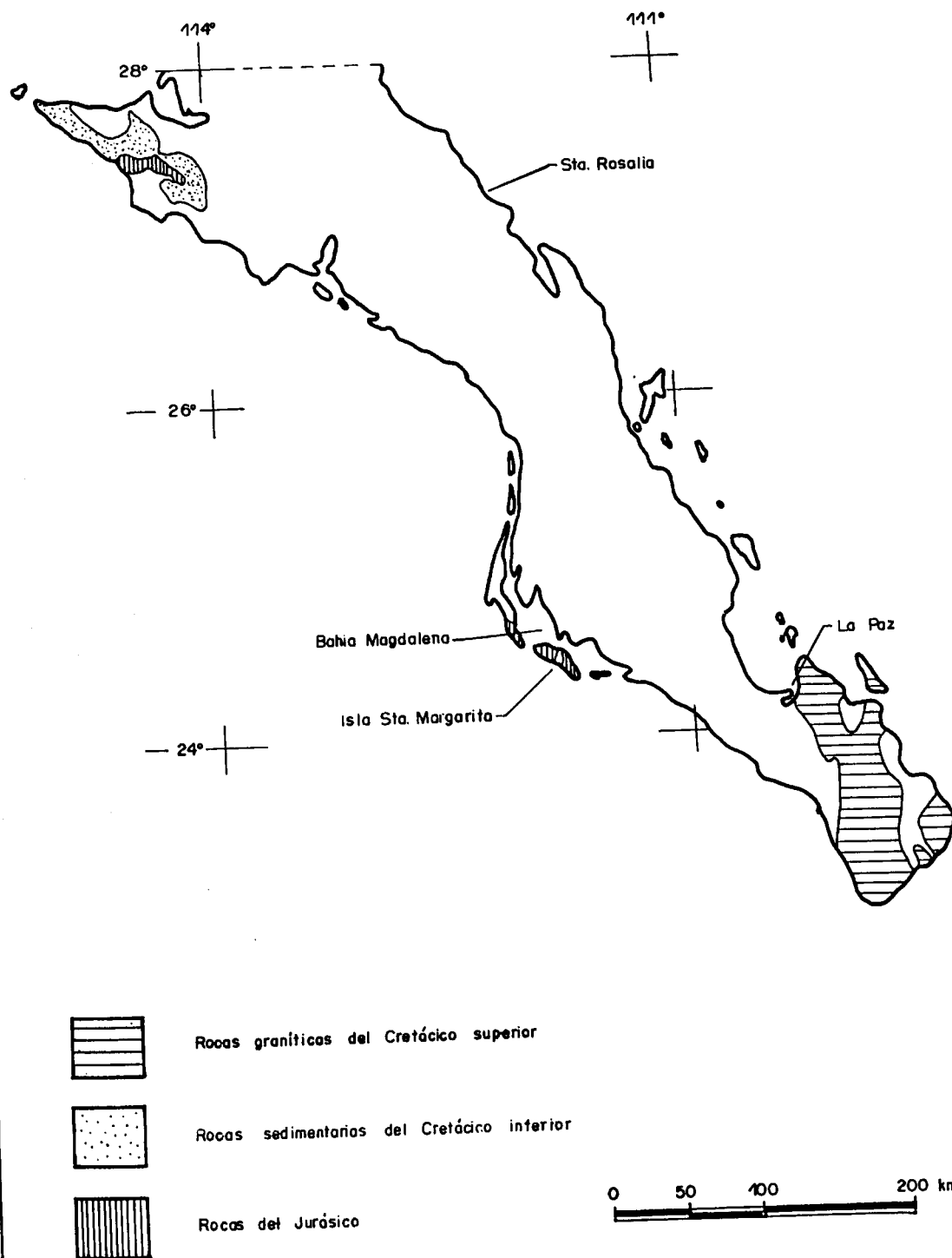


FIG. 6 Principales afloramientos de rocas mesozoicas en Baja California Sur (INEGI - UNAM, 1984)

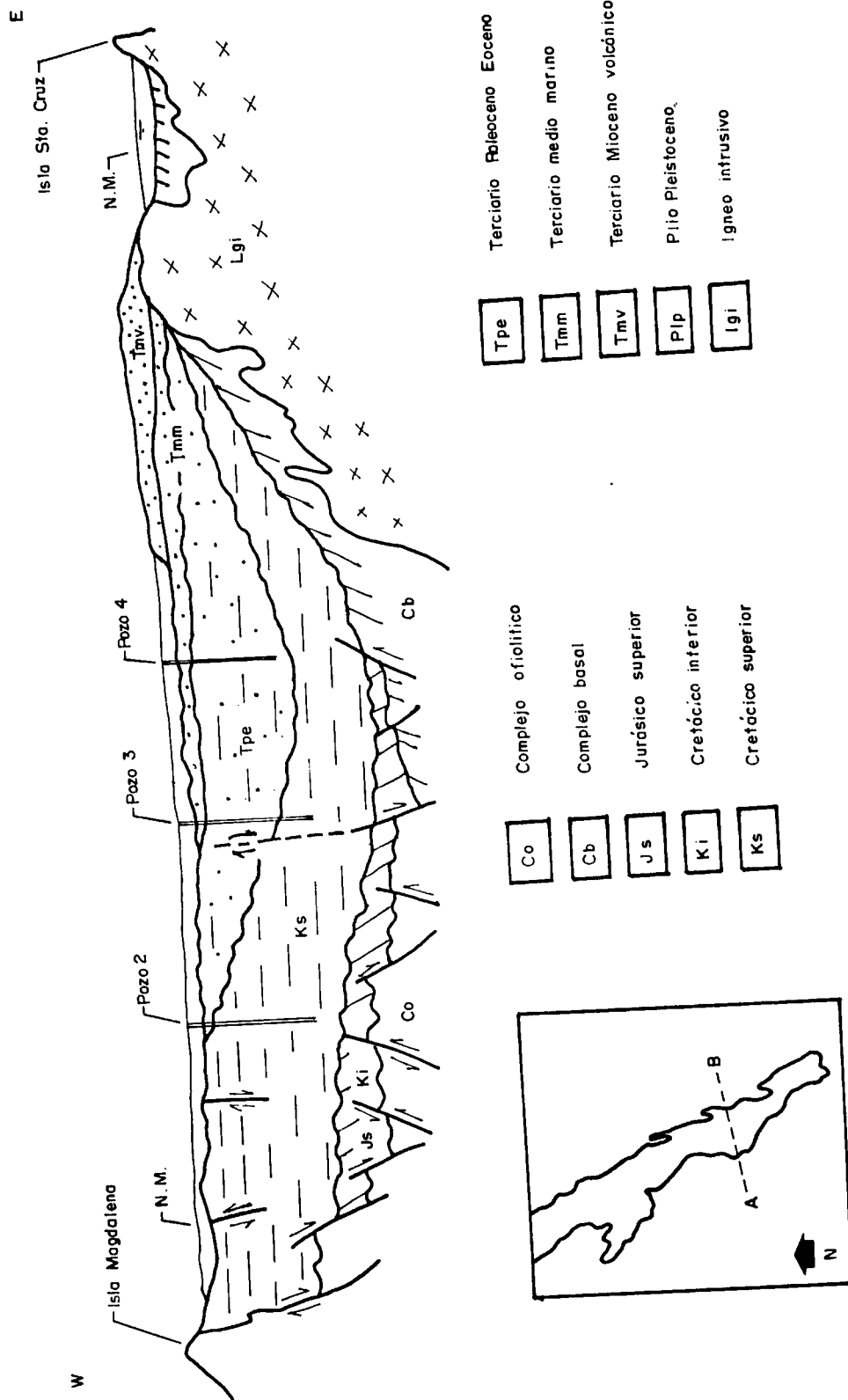


FIG. 7 Sección A-B de la cuenca Iray - Magdalena INEGI / UNAM (1984)

II.2. EVOLUCION GEOLOGICA Y TECTONICA

La tectónica para esta parte de la Baja California está estrechamente vinculada con la evolución de una paleocor-teza oceánica, dentro de un medio de convergencia. Reconocien-do la presencia de conjuntos petrográficos característicos de estos ambientes tectónicos, siendo estos conjuntos los complejos ofiolíticos con estructuras de melange (Fig. 6).

[Durante el Paleozoico, la Baja California parece evolu-cionar junto con el margen continental cordillerano del borde occidental de Norte América, aun cuando no existen evidencias determinantes (INEGI/UNAM, 1984).

Para el Triásico superior y dentro de la región de Vizcaí-no, la formación San Hipólito revela un límite convergente, desarrollándose paralelamente hacia el interior del océano y el que es acrecionado posteriormente (Gastil et al, 1981).

Durante el Jurásico ocurre el desarrollo de un arco insular, con una cuña sedimentaria triásica hacia la región occidental. Durante el Cenomaniano este arco colisionó contra la región occidental del cratón de Norte América; el cual plegó, deformó y levantó las secuencias anteriores (Gastil et-al, 1981). Las regiones de isla Cedros - Península de Vizcaíno e islas Santa Margarita - Magdalena pueden ser consideradas como relictos de este arco insular, así como también de los eventos que lo afectaron posteriormente. Para el Cretácico superior y el Cenozoico inferior existió una sola

zona de subducción ubicada en el margen occidental del cratón, ésta delimitó la Placa Farallón y la Placa Norteamericana. El volcanismo representado en la Península y asociado a los eventos de subducción, lo conforman los depósitos ubicados dentro de la sierra de La Giganta (Mina, 1956), con secuencias piroclásticas y vulcanosedimentarias.

A fines del Cenozoico, dió inicio la colisión de la dorsal del Pacífico y la Placa Norteamericana. Esta dorsal representa la división de la extinta Placa Farallón y la Placa Pacífica, y se encuentra fragmentada por numerosas fallas transformantes (Mckenzie y Morgan, 1969 y Atwater, 1970).

El contacto entre la Placa Norteamericana y el primer segmento de la Farallón, ocurrió hace 30 m.a. en un sitio ubicado en lo que es actualmente la Península de Baja California (Gastil et al, 1981), después de este primer contacto inició un movimiento lateral derecho. Este movimiento se manifestó después como el sistema de falla San Andrés y el Golfo de California. La apertura del Golfo dió inicio hace 4 m.a., continuando hasta el presente y es la manifestación del movimiento lateral inicial, éste cuenta con una prolongación hacia el norte representado por el sistema de falla San Andrés (Fig. 9). En la actualidad el sistema de falla transformante y de movimiento lateral derecho Tosco-Abreojos representa el límite entre las placas Norte Americana y Pacífica, esto es considerado cuando menos desde hace 12.5 Ma (Mammerickx y Klitgord, 1982 en Blake, 1984).

II.3. GEOLOGIA DE LA ISLA

La isla Santa Margarita presenta una forma alargada, alineada y paralela a la línea de costa dentro de la Península de Baja California, y orientada sobre un eje NW-SE (Fig. 1). El relieve general consta de dos zonas montañosas separadas por una planicie extensa a manera de istmo (Foto. 1), las alturas promedio son de 350 a 400 m s.n.m., la máxima corresponde a el Monte Margarita sobre el extremo sur con una elevación de 550 m s.n.m. Ambas regiones montañosas están disectadas por cañones profundos y de pendientes abruptas; contrastando con la región central donde predominan los lomeríos de baja altura (50 m - 100 m) y con pendientes suaves; otra característica del paisaje en esta porción, es la presencia de abanicos aluviales.

La morfología costera está caracterizada por dos zonas de diferente energía. La primera corresponde a la zona litoral interna de la isla que cierra la Bahía Magdalena, con frecuencia desarrolla playas anchas, arenosas y sobre localidades específicas, pantanos de manglar (Las Tijeras). En esta parte del litoral la línea de costa presenta frecuentes entrantes y salientes con playas rocosas poco abundantes, las cuales están restringidas a zonas en las que existen salientes. Por su parte, la zona litoral externa es contrastante, ya que en ella las playas son mas rectas, amplias y rocosas. Con predominancia de aquellas que contienen clastos y bloques sobre playas

B. Magdalena

Monte
Margarita

SE

Los Dos Hermanos

O. Pacifico

Dunas

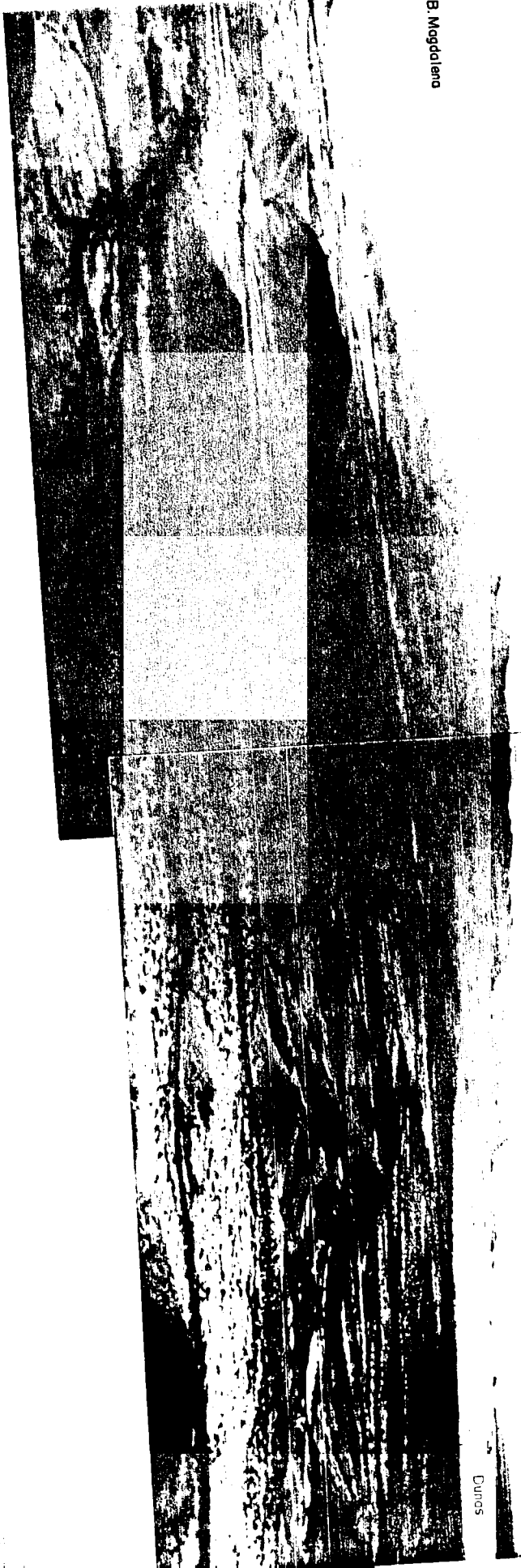


Foto No. 1

Aspecto general del relieve de la region central de la
isla. Vista con rumbo al SE.

arenosas, característico de un alto nivel de energía. En esta región los acantilados son mas frecuentes y constituyen buena parte de las geoformas presentes.

La batimetría alcanza valores considerables (aprox. 50 m) cerca de la linea de costa, con excepción de la extensión de la costa que ocupa la zona del itsmo central.

La isla está drenada por corrientes que llegan hasta el quinto orden, las que aportan su caudal en los arroyos intermitentes con un patrón de drenaje dendrítico y subparalelo. Los cauces de los arroyos generalmente siguen planos de falla o fractura. Los arroyos que desembocan en la cara interna de la isla tienen una longitud mayor de 3 km y con escasa pendiente; en cambio los que localizados en la cara externa cuentan con una longitud menor de 1.5 km y con mayor pendiente.

Geológicamente la isla corresponde a una secuencia ofiolítica típica desmembrada, de edad Jurásico superior (Forman et al, 1971), con una cubierta metasedimentaria conformando lo que se conoce como la "Trinidad de Steinmann" (Gass, 1982 en Keen y Salisbury, 1989). Estando evidenciada a través de afloramientos expuestos en toda la superficie insular (Rangin, 1976 y Blake et al, 1984), (Fig. 8). La secuencia está bien definida en cuanto a la naturaleza de las unidades que la integran, con afloramientos de cada una de ellas. Así, en la isla los afloramientos de rocas pertenecientes al complejo ofiolítico representan un buen porcentaje,

y está compuesto por rocas ultramáficas serpentinizadas pertenecientes a la base del complejo, también existe un paquete de metagabros variando de bandeado a masivo, así como un complejo de diques con diferentes composiciones y una secuencia de turbiditas que conforman la cima del complejo. A este complejo ofiolítico le sobreyace estratigráficamente una secuencia metasedimentaria de edad Jurásico superior (Sedlock, com. pers., 1992), compuesta en su mayoría de pedernales y argilitas, con algunas calizas intercaladas expuestas en forma de lentes. En algunas localidades (Los Dos Hermanos y Roca Blanca) afloran rocas volcanoclásticas, posiblemente relacionadas con las rocas aflorantes que conforman la Sierra de La Giganta (Fig. 6) que tradicionalmente han sido denominadas Formación Comondú (Mina, 1956). Por último, cubriendo a toda la secuencia existen depósitos de sedimentos aluviales y eólicos, pertenecientes al Cuaternario.

Los afloramientos del complejo ofiolítico, están localizados en la parte centro-este y centro-oeste de la isla, correspondiendo con las zonas montañosas situadas después del istmo central tanto al norte como al sur.

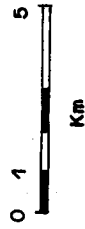
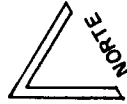
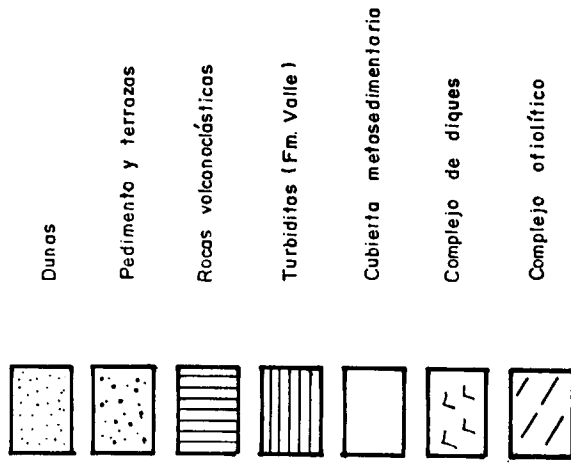
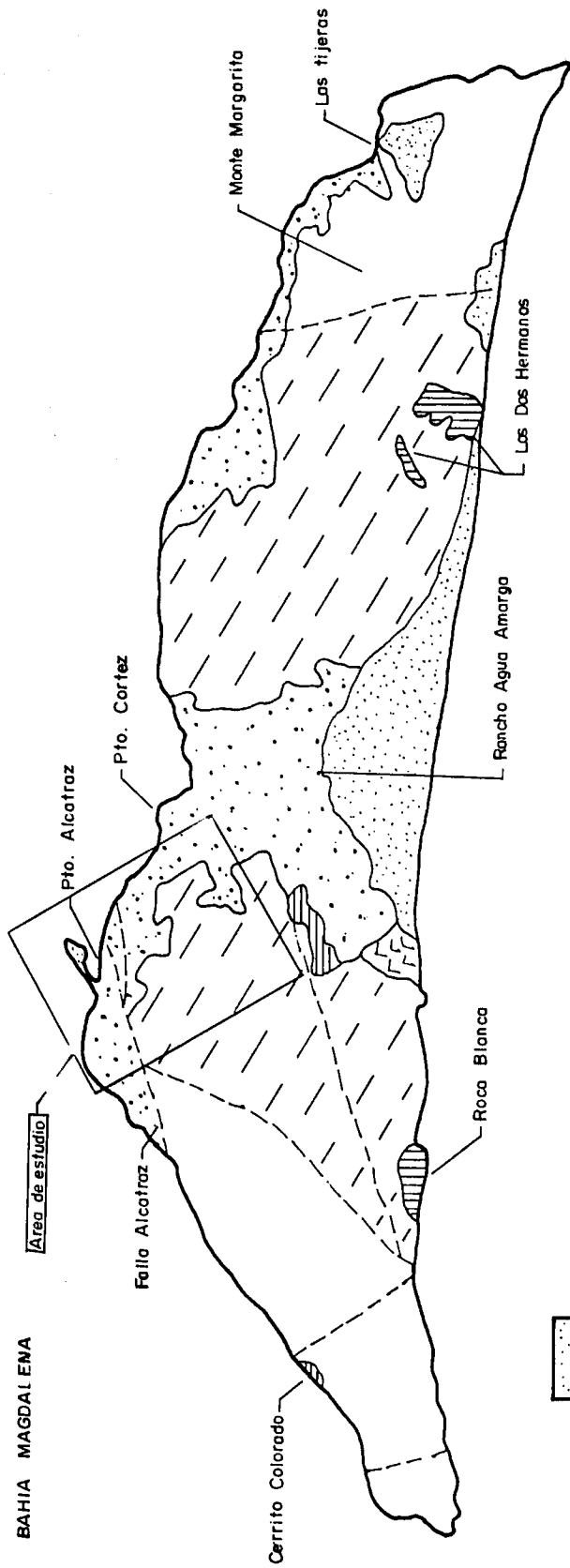
Hacia la base del complejo ofiolítico, aflora una estructura de melange (Rangin, 1976 y Blake, 1984), que consiste de bloques exóticos en una matriz de serpentinita. Las rocas de la matriz son ultramáficas serpentinizadas, comportándose como mantos horizontales con límites transicionales, tanto superiores como inferiores (Fig. 10). Con estas características

existe una unidad inferior compuesta por rocas serpentinizadas en colores café ó gris, caracterizada por su alto índice de fracturamiento y por contener magnesita de gran pureza rellenoando estas fracturas. La parte superior de la matriz del melange está compuesta por rocas ultramáficas serpentinizadas y cloritizadas de aspecto masivo, de color verde en muestra fresca y tonos del color rojo-naranja en ejemplares intemperizados. Entre las dos unidades que componen la matriz aflora una unidad compuesta por inclusiones tectónicas (bloques exóticos). Estas inclusiones tectónicas son fragmentos de rocas provenientes del manto y llevadas a la superficie por procesos de diapirismo (Coleman, 1980), y son de tamaños, composiciones y grados metamórficos diversos. Suprayaciendo estratigráficamente a la unidad de melange aflora una unidad de metagabros, ésta cuenta con variaciones locales de partes bandeadas y masivas, encontrándose generalmente coronando las partes altas de los cerros (Foto. 2).

Los afloramientos del complejo de diques están localizados en la región centro-oriental, y en dichos afloramientos no es posible reconocer la naturaleza de la roca encajonante, debido a la densidad de los diques, formando un enjambre. La roca está intensamente fracturada y con tonos del color verde, conteniendo comunmente vetillas rellenas de epidota (Foto. 3).

La cima del complejo ofiolítico aflora tanto en la porción central como en la localidad de Cerrito Colorado (Fig. 8). Está representada por una secuencia turbidítica con capas bien

BAHIA MAGDALENA



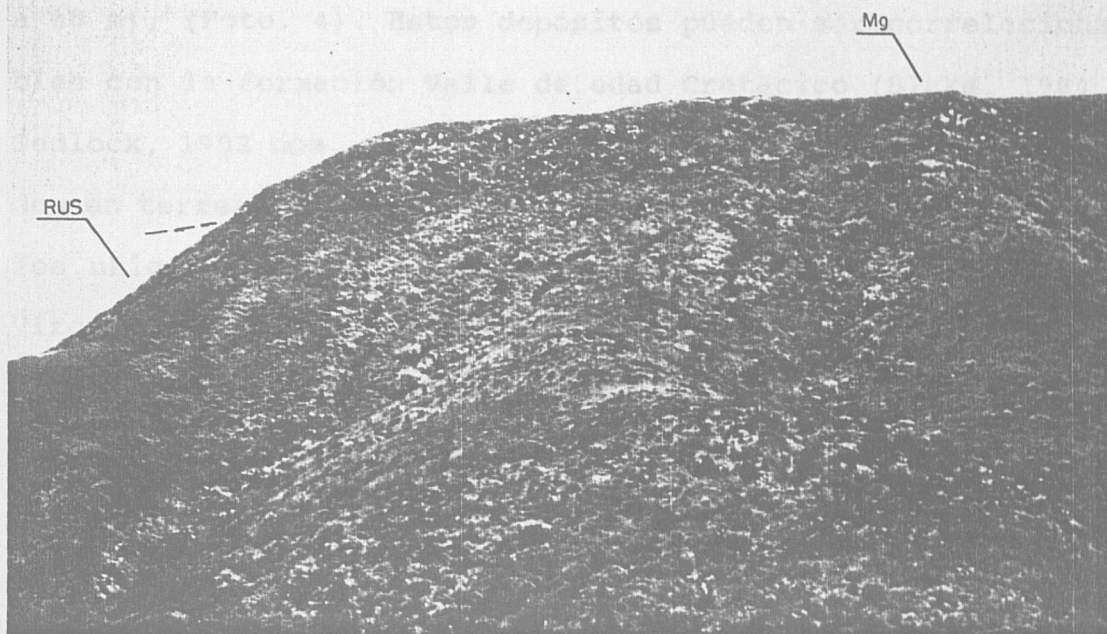


Foto 2. Unidad del litodema de metagabros (Mg) sobreyaciendo a la unidad de rocas ultramáficas serpentinizadas (RUS), al oriente de Puerto Alcatraz.

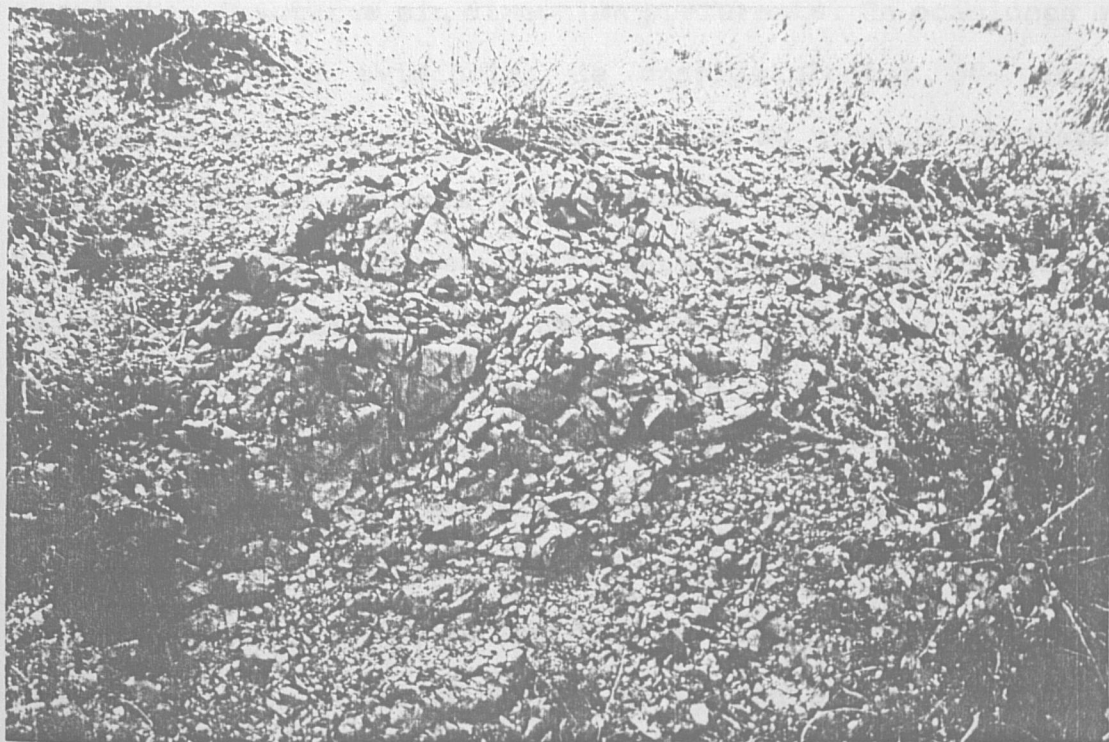


Foto 3. Afloramiento típico de la unidad del complejo de diques, presentando fracturamiento y alteración.

estratificadas, formando lomeríos de escasa elevación (menores a 80 m), (Foto. 4). Estos depósitos pueden ser correlacionables con la Formación Valle de edad Cretácico (Blake, 1984 y Sedlock, 1992 com. personal), los cuales han sido identificados en terrenos tectonoestratigráficos similares, como lo son los ubicados en la región de isla de Cedros - Península de Vizcaíno (Blake, 1984 y Moore, 1986).

La cubierta metasedimentaria en la superficie consta mayormente de pedernales y argilitas, así como calizas intercaladas y en lentes, sus afloramientos pueden ser observados hacia ambos extremos de la isla. Generalmente tienen tonos de colores verde y rojo, presentan vetillas de cuarzo y calcita, aunque este último mineral con menor frecuencia. Los afloramientos en su conjunto presentan abundantes fracturas sin dirección preferente. En ocasiones es posible observar evidencias de desplazamientos de varios kilómetros en su traza indicando fallas de grandes dimensiones. Las fallas menores son difíciles de observar en el terreno y sólo es posible identificarlas por el desplazamiento de las estructuras. Dentro de los afloramientos de pedernal es común encontrar lentes de calizas de dimensiones variables (alrededor de 1.0 m), además de moldes de radiolarios, aunque su registro no se ha determinado hasta la fecha.

En las localidades de los Dos Hermanos y Roca Blanca (Fig. 8) afloran rocas ígneas extrusivas, dacita calcoalcalina (Rangin, 1978). Estas rocas son de origen piroclástico y de

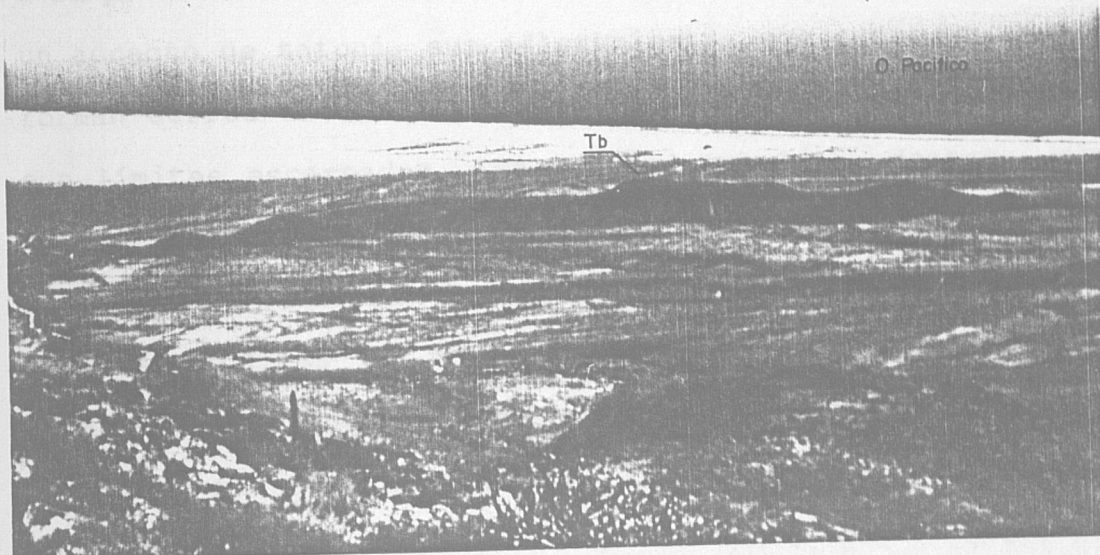


Foto 4. Vista panorámica del litoral externo de la isla, mostrando los afloramientos de turbiditas (Tb).

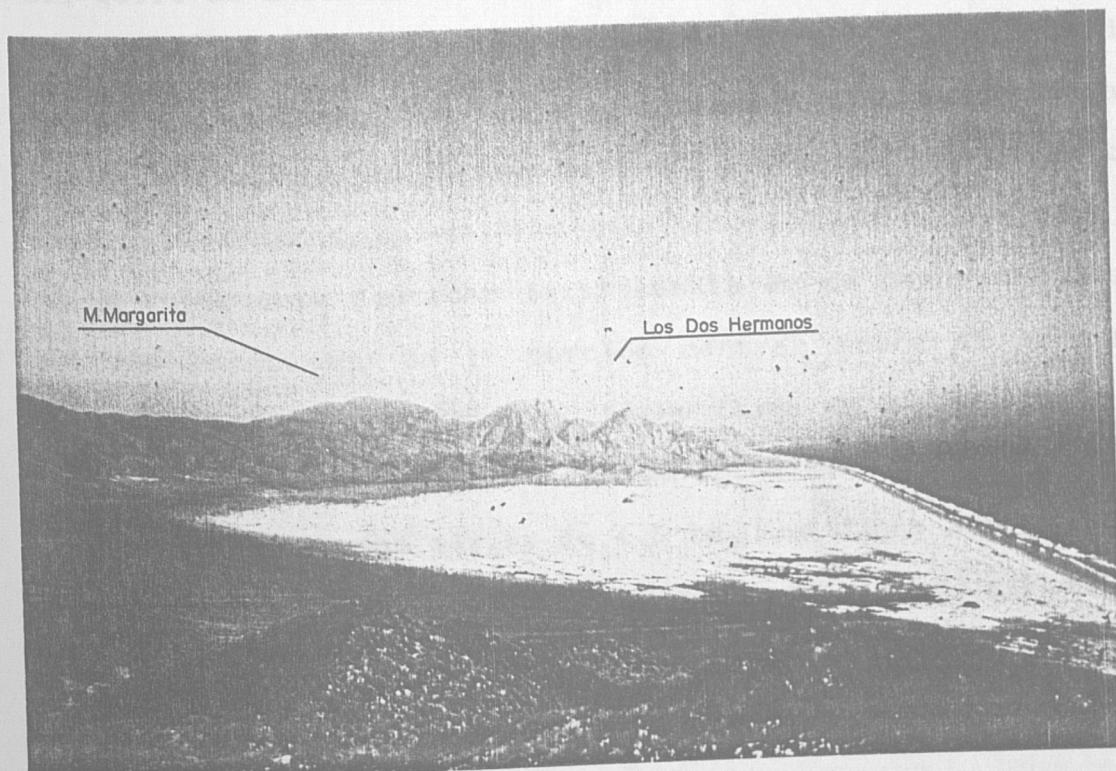
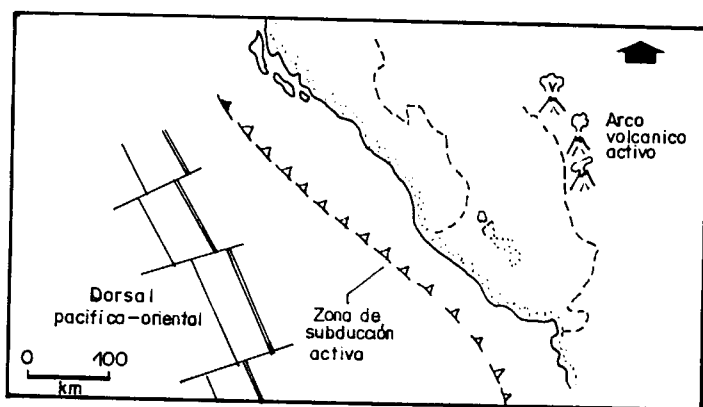


Foto 5. Campo de dunas en el litoral externo, con las montañas mas elevadas de la isla en segundo plano.

colores claros en varios tonos de rosa y gris, presentan clastos de pumicita de pequeñas dimensiones (0.10 m). Debido a su proximidad con la costa, es común tenerlas desarrollando un aspecto de tafoni, sus afloramientos son notables, ya que forman cerros de una elevación cercana a los 500 m s.n.m. y con límites escarpados. Esta unidad volcánica destaca sobre las rocas que los rodean por estar aislados completamente, Rangin (1978) considera que forman parte de la unidad de bloques exóticos en melange, aunque se ha visto que sus relaciones tectónicas y estructurales no corresponden con las rocas con que está en contacto. Estando mas relacionadas con las rocas correspondientes a la secuencia volcánica de la sierra de La Giganta, que aflora al este sobre la vertiente del golfo de California en la Península (Sedlock, 1993).

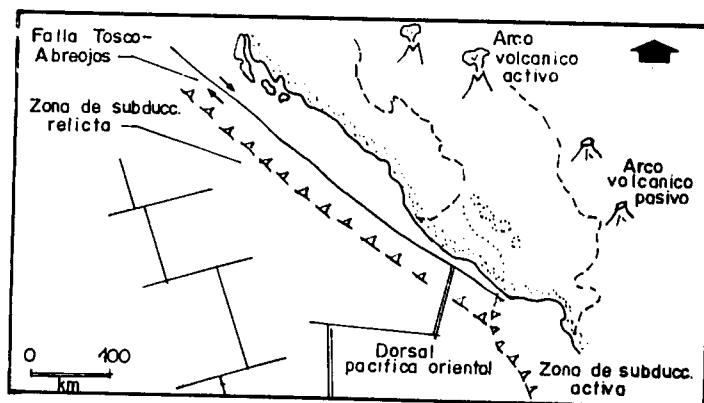
En la región del istmo central es frecuente la presencia de abanicos aluviales, los cuales alcanzan espesores de decenas de metros sobre su parte distal, conteniendo sedimentos heterolitológicos.

Es importante destacar la presencia de un campo de dunas activas localizado en la porción central sobre el litoral externo (Foto. 5). Este campo tiene forma de media luna con extremos acunados, con una longitud aproximada a los 10 km de largo y con un ancho máximo de 4.5 km. Las dunas son de tipo barján de escasa altura (de 10 a 15 m), parcialmente estabilizadas por vegetación de matorral y pastos.



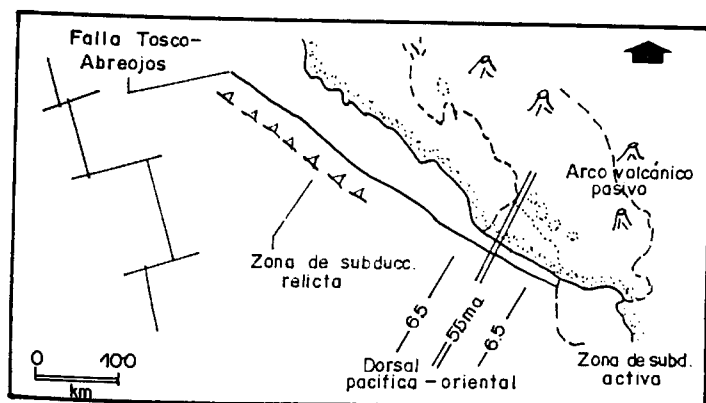
HACE 32 Ma.

B



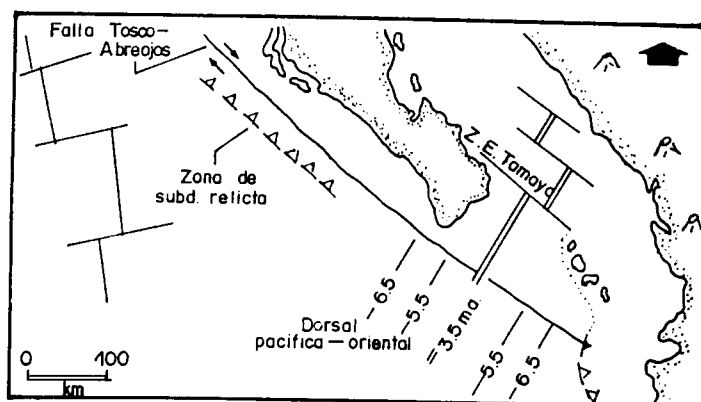
HACE 125 Ma.

C



HACE 5.5 Ma.

D



HACE 3.5 Ma.

GEOLOGIA DEL AREA

III.1. RELIEVE Y MORFOLOGIA

El área cartografiada abarca una extensión aproximada de 25 km², y está localizada en la parte centro-oriental de la isla Santa Margarita (Fig. 1). Esta región abarca parte de la zona poniente del istmo central, de forma tal que el relieve es contrastante, variando desde montañoso hasta lomeríos de baja altura y con pendientes suaves en el extremo norte-oriental, las partes mas elevadas se ubican en su parte occidental y con alturas mayores a 400 m s.n.m. Predomina la topografía montañosa con pendientes abruptas y cañones de mediana profundidad disectándola, así como la de abanicos aluviales. Dichos abanicos alcanzan espesores de decenas de metros, sobre todo los localizados hacia la parte interna de la isla, no así los localizados hacia el centro, esto debido a la presencia de la unidad de rocas ultramáficas serpentinizadas a escasa profundidad. La hidrología en la porción montañosa está representada por pequeñas cuencas, que son drenadas por arroyos intermitentes con un patrón de drenaje subparalelo predominantemente, mientras que en la región de lomeríos el drenaje está representado por un patrón radial y que conecta con arroyos de tipo intermitente, siendo éstos los encargados de drenar el área.

III.2. LITOLOGIA Y ESTRATIGRAFIA

El establecimiento de las unidades estratigráficas, su nomenclatura y estratigrafía para esta región implica dificultad, debido a su complejidad litológica y estructural, así como a la influencia de los eventos geológicos que han afectado la dinámica regional. Aún así algunos autores, tales como (Rangin, 1978, Blake, 1984 y Sedlock, 1992 com. pers.), han aportado información sobre la evolución geológica de la región.

Con base en los antecedentes revisados y en los trabajos realizados, las unidades de rocas cartografiadas, tanto en el área considerada como en sus alrededores fueron agrupadas dentro de un complejo ofiolítico. Este complejo está conformado por dos ensambles: uno de melange y otro plutónico. El primero fué subdividido en dos litodemas, uno que corresponde a la matriz y otro a los bloques exóticos. Mientras el segundo ensamble contiene a dos litodemas, uno de metagabros y otro lamprófidio, (Fig. 11).

III.2.a. Ensamble de melange

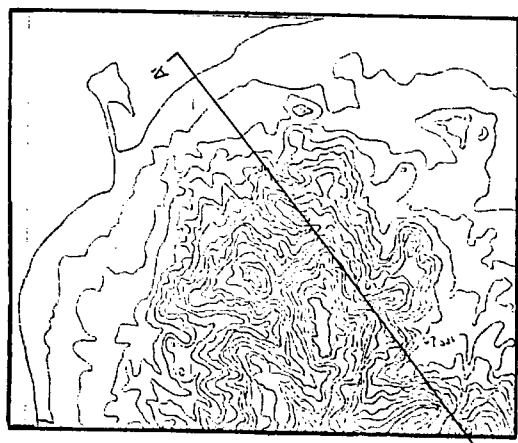
Consiste de una mezcla tectónica de bloques con diferente composición y grado metamórfico, incluidos en una matriz de serpentinas. Algunos autores, tales como Rangin (1978) y Blake et al (1984), han hecho mención de esta unidad pero sin llegar a hacer una descripción detallada de ella. Aquí

informalmente ha sido subdividido en dos litodemas que comprenden: a) la matriz y b) los bloques exóticos.

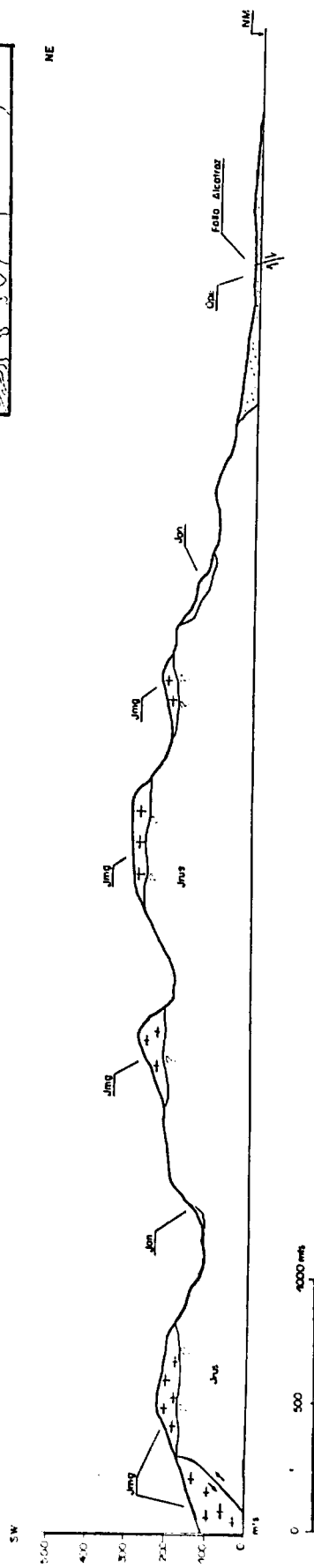
a) Litodema de la Matriz.-

Dentro de esta unidad están consideradas dos estructuras a manera de mantos con tendencia subhorizontal (Fig. 10). El primero de éstos corresponde a la parte inferior del melange y consta de rocas ultramáficas serpentinizadas y cloritizadas, presenta una amplia distribución en toda el área, sobre todo en la región del istmo central, en donde aflora a manera de lomeríos de baja altura (50-100 m s.n.m.) y en menor proporción en la parte poniente del poblado de Puerto Alcatraz, donde representan ventanas estructurales (Fig. 13). Los afloramientos de esta unidad presentan colores con tonos del gris y café, tienen aspecto masivo con vetillas de crisotilo, ocasionalmente presenta foliación. En lámina delgada pueden reconocerse vetillas de crisotilo, en ocasiones cortándose unas con otras, así como la presencia de texturas de reemplazamiento (de enrejado y en hojuelas). Esta unidad a diferencia de la superior contiene magnesita de gran pureza rellenando sus fracturas a manera de bolsadas. Sus afloramientos generalmente están cubiertos con sedimentos cuaternarios provenientes de los abanicos aluviales con espesores menores de 1.0 m.

El segundo horizonte de la matriz forma la cima de la estructura de melange y está integrada por rocas ultramáficas



SECCION A-A'



QPe Pedimento

Jmg Metagabros

Jan Antibolitas

Jrus Rocas ultramáficas serpentinizadas

serpentinizadas y cloritizadas. Sus afloramientos ocurren en casi toda el área, y su espesor generalmente fluctúa entre los 100 m. Los afloramientos son en bloques de diferentes dimensiones apilados de aspecto caótico, de color verde en muestra fresca y anaranjado en los bordes intemperizados (Foto. 6). Presenta un aspecto masivo y en ocasiones define una muy buena foliación. La roca presenta cristaloblastos de magnetita frecuentemente orientados en una dirección. En ejemplares intemperizados la magnetita resalta a manera de gránulos sobre el resto de la roca. Su mineralogía consiste principalmente de serpentinas y clorita (15% y 75 % respectivamente), presentando texturas de pseudomorfos, posiblemente de olivinos de la roca original, así como una gran cantidad de óxidos de hierro en forma diseminada y maciza, asociado a fracturas y vetas de escaso espesor.

b) Litodema de Bloques Exóticos

Dentro de este litodema están considerados todos los bloques (inclusiones tectónicas) que se encuentran dentro del melange, inmersos en una matriz de serpentinita (Fig. 13). Estos bloques litológicamente representan diversos tipos de roca, por lo que cada uno fué considerado como una unidad diferente. Así tenemos bloques de pizarras, metagabros, anfibolitas y esquistos azules (Fig. 11).

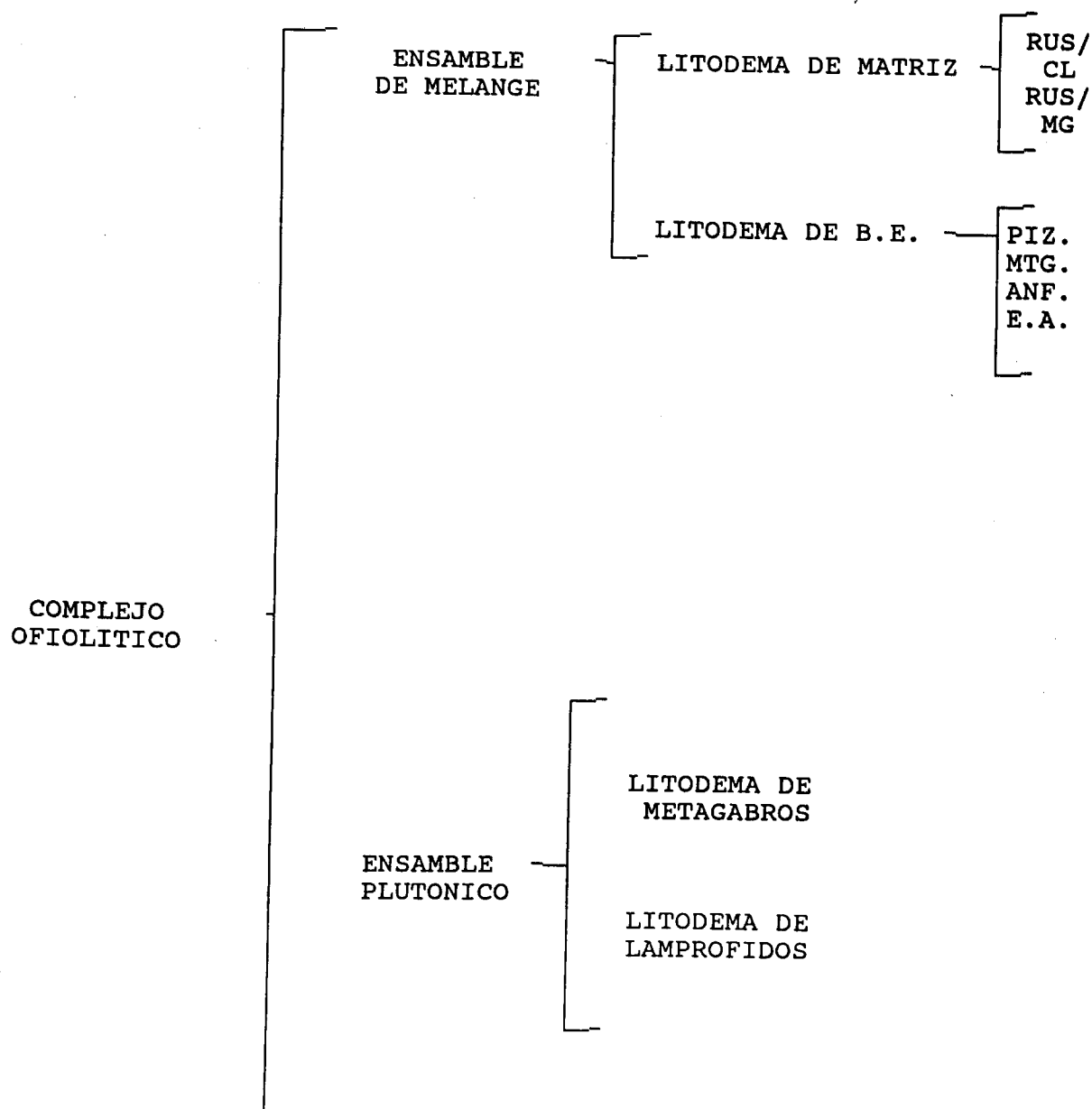


Fig. 11 Litodemas reconocidos en el área cartografiada, y agrupación en unidades estratigráficas mayores. Las abreviaciones son: RUS/CL y RUS/MG .- rocas ultramáficas serpentinizadas con clorita y magnesita, PIZ .- pizarras, MTG .- metagabros, ANF .- anfibolitas y EA .- esquistos azules.

-- Bloques de pizarras.--

Están representados por un bloque de forma irregular, aunque con tendencia alargada en dirección NW-SE, sus dimensiones son de 1000 m de largo y un promedio de 300 m de ancho. Este bloque aflora en la parte norte - oriente del área (Fig. 13), dentro de una zona de lomeríos de baja altura (100 m s.n.m.). Los bloques de pizarras son de colores variables entre café oscuro y rojizo, fuertemente foliados (N85°W - SE) y están compuestos por conjuntos de laminillas en un rango de unos cuantos centímetros (menores a 0.10 m). En esta unidad es posible observar pliegues de todos tamaños y del tipo echelon (Foto. 7 y 8). Al microscopio es observada una textura pizarrosa foliada con vetillas de cuarzo. En cuanto a la mineralogía, únicamente es posible observar pequeños cristales de cuarzo y biotita. El contacto del bloque con las serpentinitas de la matriz está marcado por una zona de esquistos de clorita menor a 2.0 m de espesor. También existe un contacto lateral con un bloque de esquistos azules, donde también se observa una zona de esquistos de clorita.

-- Bloques de metagabro.--

Afloran al poniente del poblado de Puerto Alcatraz, y fueron cartografiados 3 bloques. Sus afloramientos ocurren entre los 60 y 100 m de altura s.n.m. y corresponden a la zona de lomeríos con pendiente moderada. Estos bloques tienen tendencia a ser redondeados, con intemperización concoidal y

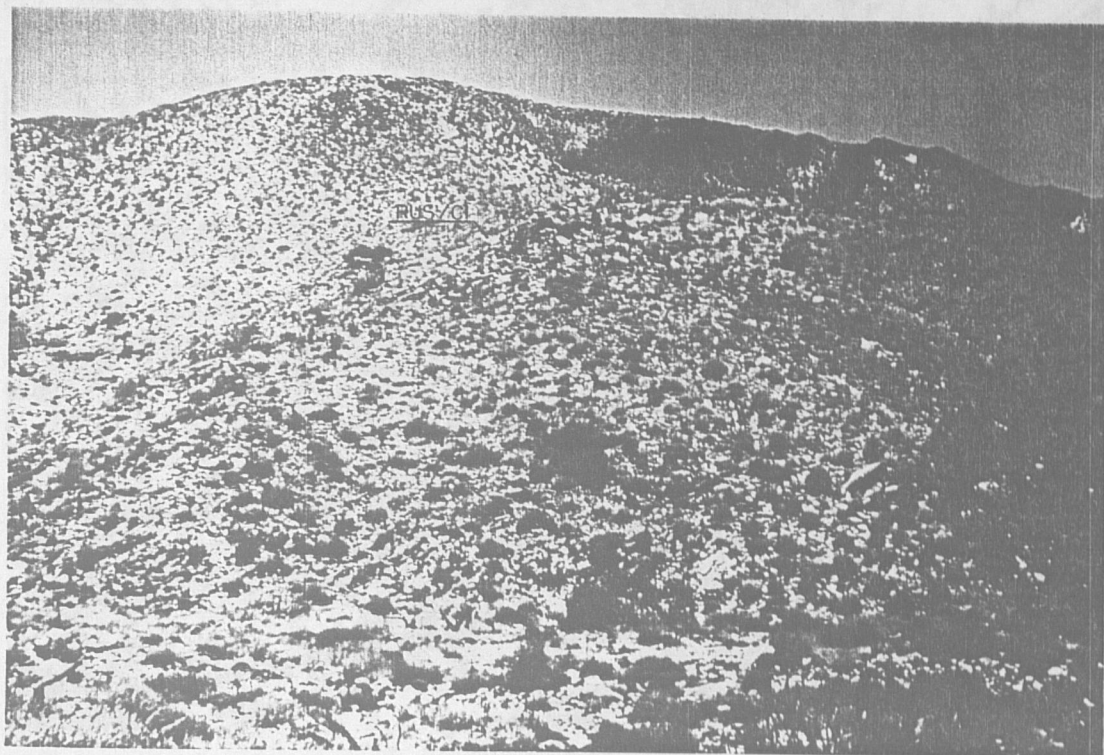


Foto 6. Afloramiento de rocas ultramáficas serpentizadas con clorita (RUS/Cl), coronando la elevación en primer plano.

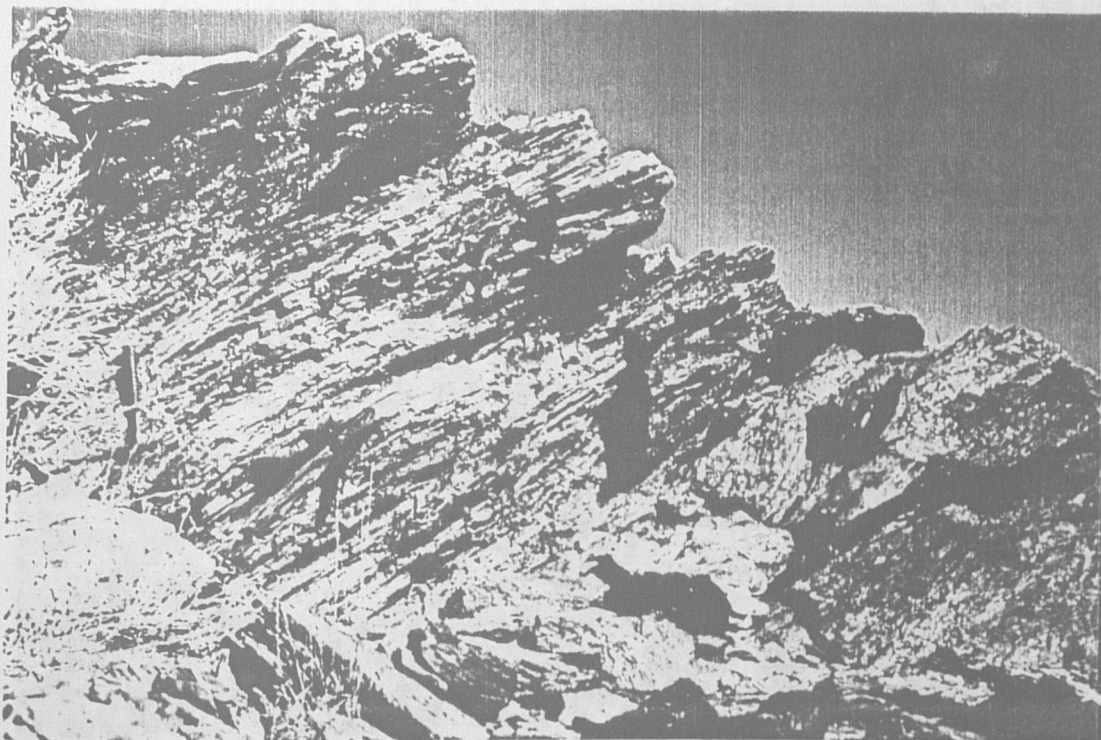


Foto 7. Afloramiento perteneciente al bloque de pizarras, con fuerte foliación.

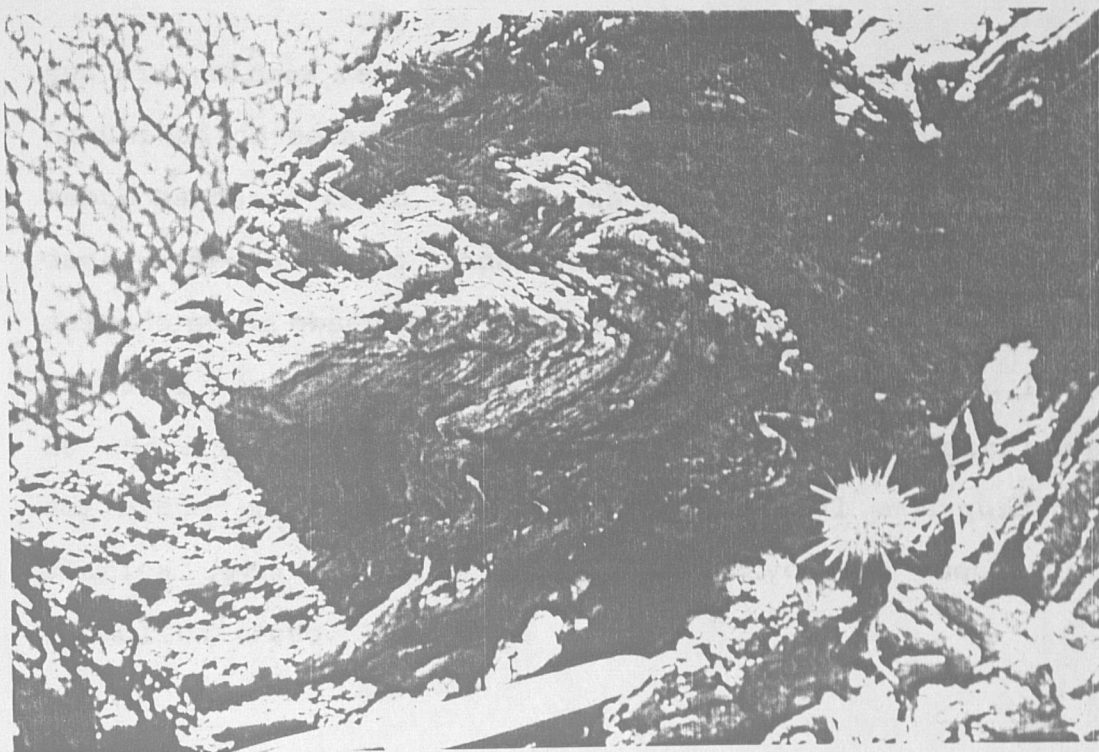


Foto 8. Acercamiento del bloque de pizarras. con fuerte plegamiento en echelon.

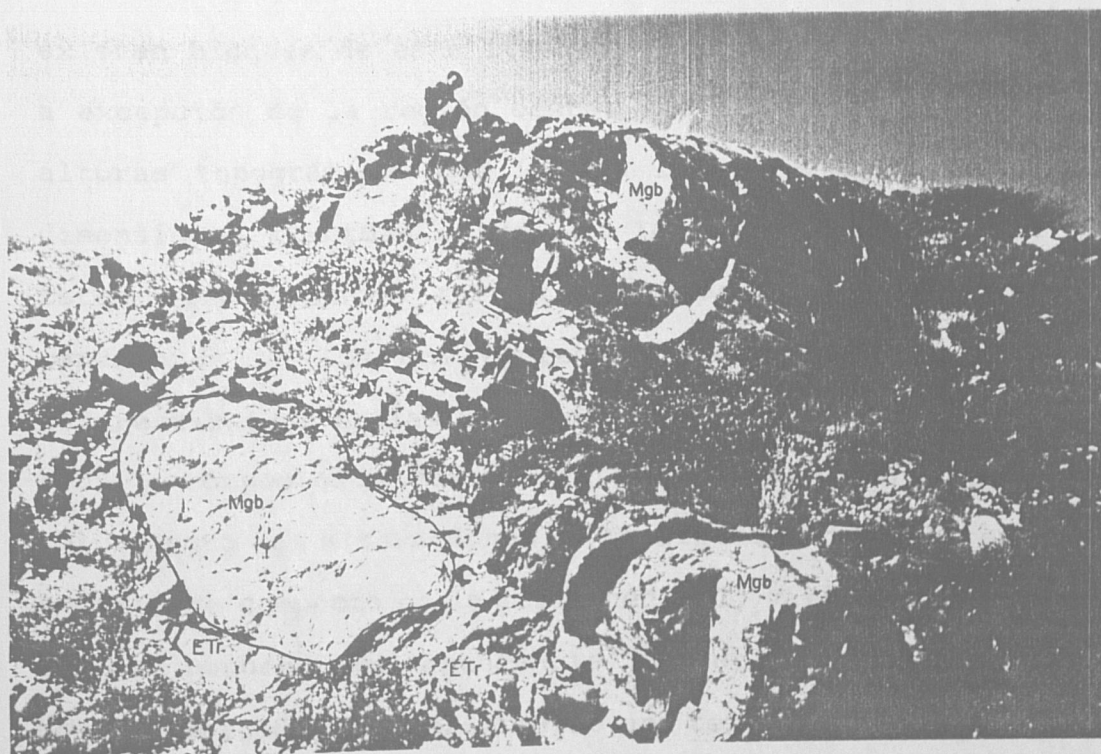


Foto 9. Bloques de metagabro (Mgb). rodeados por esquistos de tremolita (ETr). en la localidad D8.

sus dimensiones varían entre 25 y 300 m de diámetro (Foto. 9). La unidad de metagabro varía de color verde a rojo, generalmente bandeada (Foto. 10) aunque presentando en otras localidades aspecto masivo (localidad D3 y D4, Fig. 14). En sección delgada puede observarse una textura porfidoblástica-cristaloblástica con abundancia de anfíboles y escaso cuarzo. La zona de contacto de los bloques con la roca de la matriz están definidos por una ligera capa transicional a esquistos de clorita (menor a 0.20 m), y otra mayor en esquistos de tremolita (Foto. 11).

-- Bloques de anfibolitas.--

Estos bloques son ricos en hornblenda con y sin granate, existen bloques de esta litología aflorando en toda el área, a excepción de la región oeste; sus afloramientos ocurren a alturas topográficas que van de los 80 a 120 m s.n.m. Sus dimensiones fluctúan entre los 100 m y 1000 m (Foto. 12). Estos afloramientos forman parte de cerros de moderadas pendientes en los que aparecen inmersos (Foto. 13), solo diferenciándose de las rocas de la matriz debido a su coloración y composición contrastante. A manera general son del color negro con alteraciones en tonalidades rojizas, presentan estructura compacta en la parte central, variando a esquistosa en los bordes, con abundancia en vetillas de epidota. En sección delgada puede observarse una textura cristaloblástica,

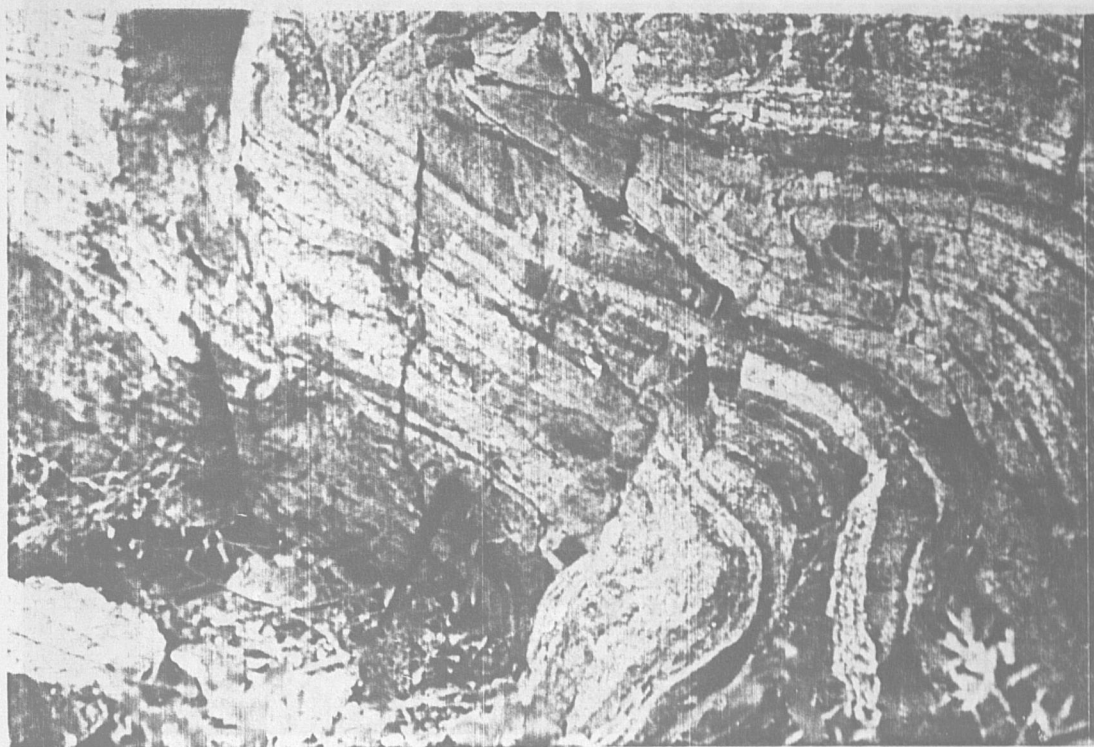


Foto 10. Afloramiento de metagabro bandeado en el arroyo de La Palma.

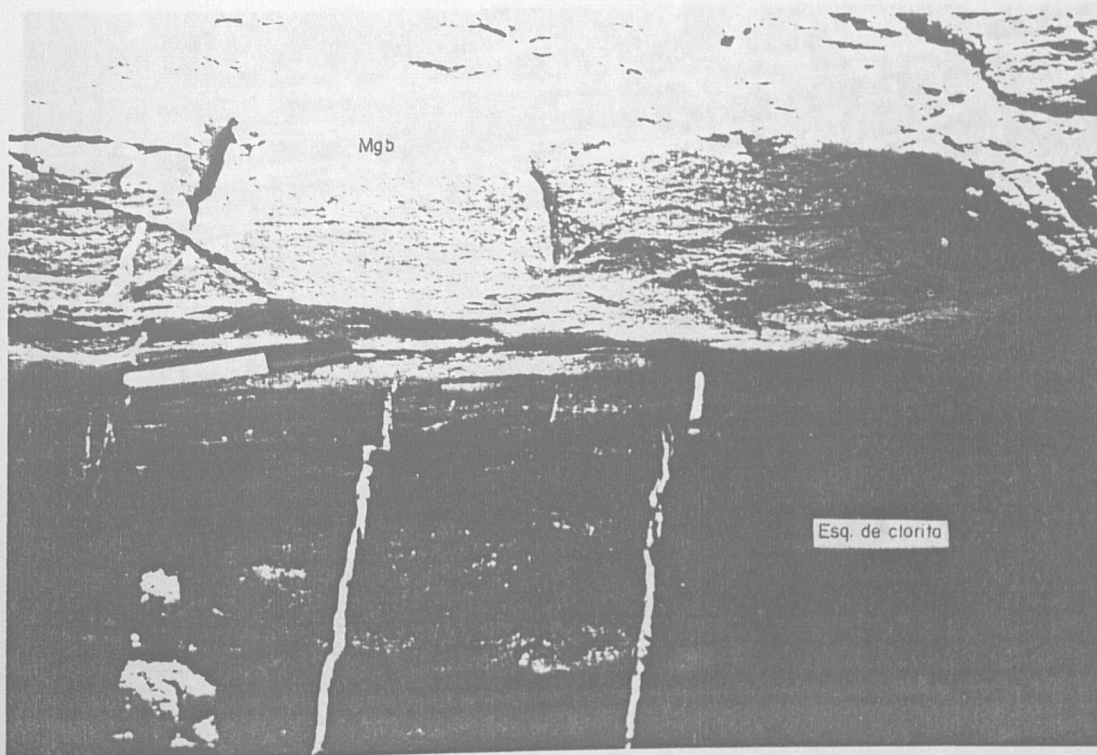


Foto 11. Detalle del contacto de metagabro (Mg) con los esquistos de clorita.

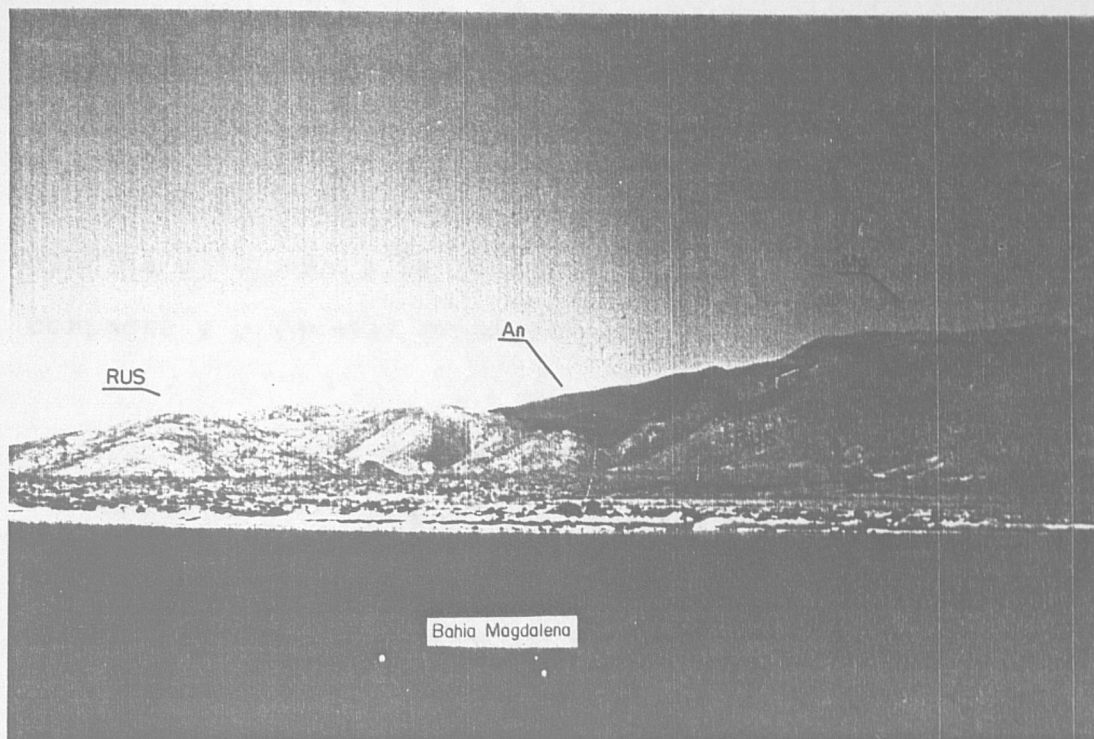


Foto 12. Vista de conjunto mostrando las relaciones estratigráficas del metagabro (Mg), la rocas ultramáficas serpentinizadas (RUS) y las anfibolitas (An).

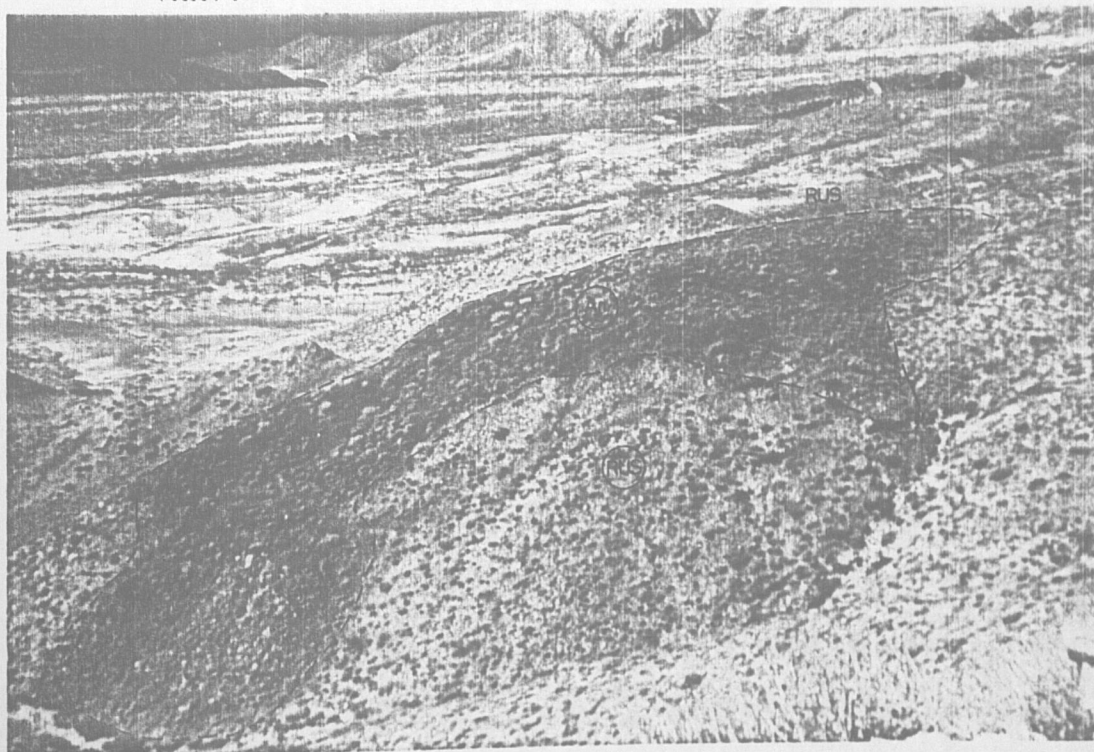


Foto 13. Bloque de anfibolita (An) inmerso en las rocas ultramáficas serpentinizadas (RUS), en la localidad C6.

siendo clasificada como una hornblendita ya que cuenta con un alto porcentaje de hornblenda (30% a 35%). En zonas de contacto con rocas de la matriz está presente una capa de esquistos de clorita diferente a la de los otros bloques, por ser ésta mas compacta y presentar cristales euhédricos de magnetita.

-- Bloques de esquistos azules.-

Consisten de bloques de muy diversos orígenes, pero similares en composición mineralógica y de las mismas condiciones metamórficas. Sus afloramientos están restringidos a la zona norte, al oeste del poblado de Puerto Alcatraz, aflorando entre las alturas topográficas de los 80 m a 180 m s.n.m. Los bloques son relativamente grandes (menores a 1000 m), de formas irregulares y generalmente forman lomas de pendiente moderada. Las rocas que componen estos bloques varían en coloración de tonalidades grises a cafés y verdosos, y su estructura varía de compacta a esquistosa, estando presentes ambos tipos en las mismas localidades, predominando las del tipo esquistoso (Foto. 14 y 15). En el caso de las estructuras esquistosas es común la presencia de una alternancia en bandas de color café y gris, en ocasiones con pliegues abiertos. Bajo el microscopio es posible observar una textura cristaloblástica para la totalidad de la muestra, con porcentajes variables de glaucófano (10% a 35%), que le da el nombre a la roca; esquistos de glaucófano (Winkler, 1976) y cuarzo como minerales esenciales. También es común la presencia de vetillas de

siendo clasificada como una hornblendita ya que cuenta con un alto porcentaje de hornblenda (30% a 35%). En zonas de contacto con rocas de la matriz está presente una capa de esquistos de clorita diferente a la de los otros bloques, por ser ésta mas compacta y presentar cristales euhédricos de magnetita.

-- Bloques de esquistos azules.-

Consisten de bloques de muy diversos orígenes, pero similares en composición mineralógica y de las mismas condiciones metamórficas. Sus afloramientos están restringidos a la zona norte, al oeste del poblado de Puerto Alcatraz, aflorando entre las alturas topográficas de los 80 m a 180 m s.n.m. Los bloques son relativamente grandes (menores a 1000 m), de formas irregulares y generalmente forman lomas de pendiente moderada. Las rocas que componen estos bloques varían en coloración de tonalidades grises a cafés y verdosos, y su estructura varía de compacta a esquistosa, estando presentes ambos tipos en las mismas localidades, predominando las del tipo esquistoso (Foto. 14 y 15). En el caso de las estructuras esquistosas es común la presencia de una alternancia en bandas de color café y gris, en ocasiones con pliegues abiertos. Bajo el microscopio es posible observar una textura cristaloblástica para la totalidad de la muestra, con porcentajes variables de glaucófano (10% a 35%), que le da el nombre a la roca; esquistos de glaucófano (Winkler, 1976) y cuarzo como minerales esenciales. También es común la presencia de vetillas de

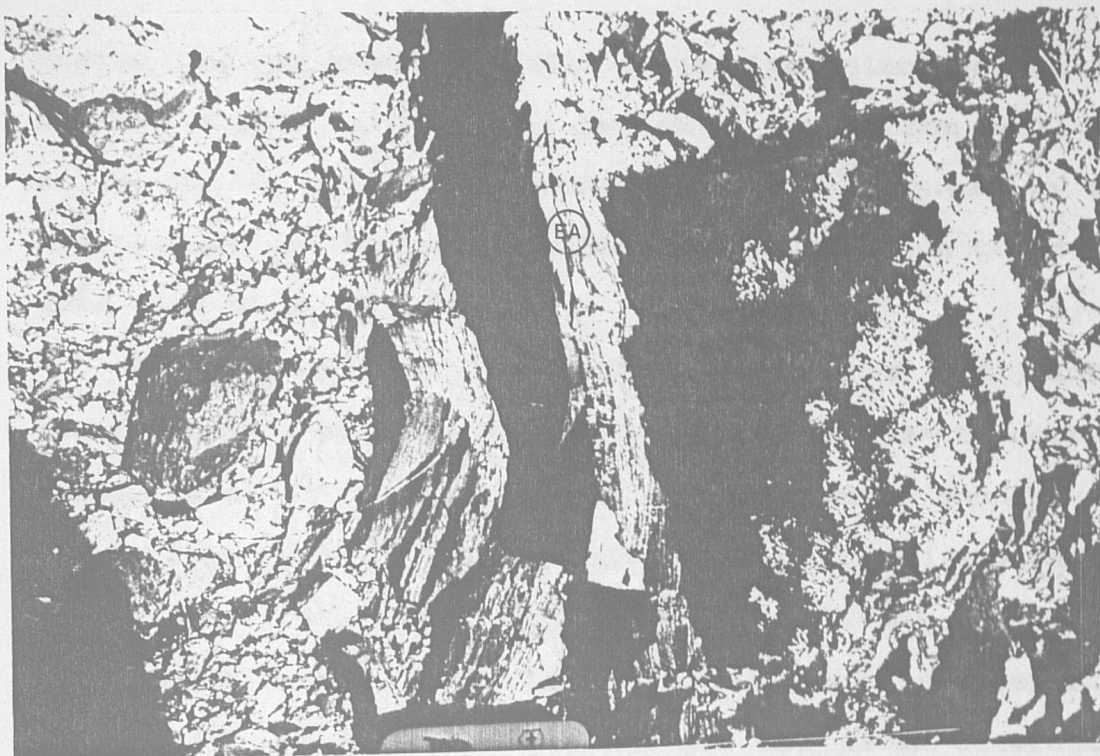


Foto 14. Detalle de un bloque de esquistos azules (EA) con fuerte foliacion.

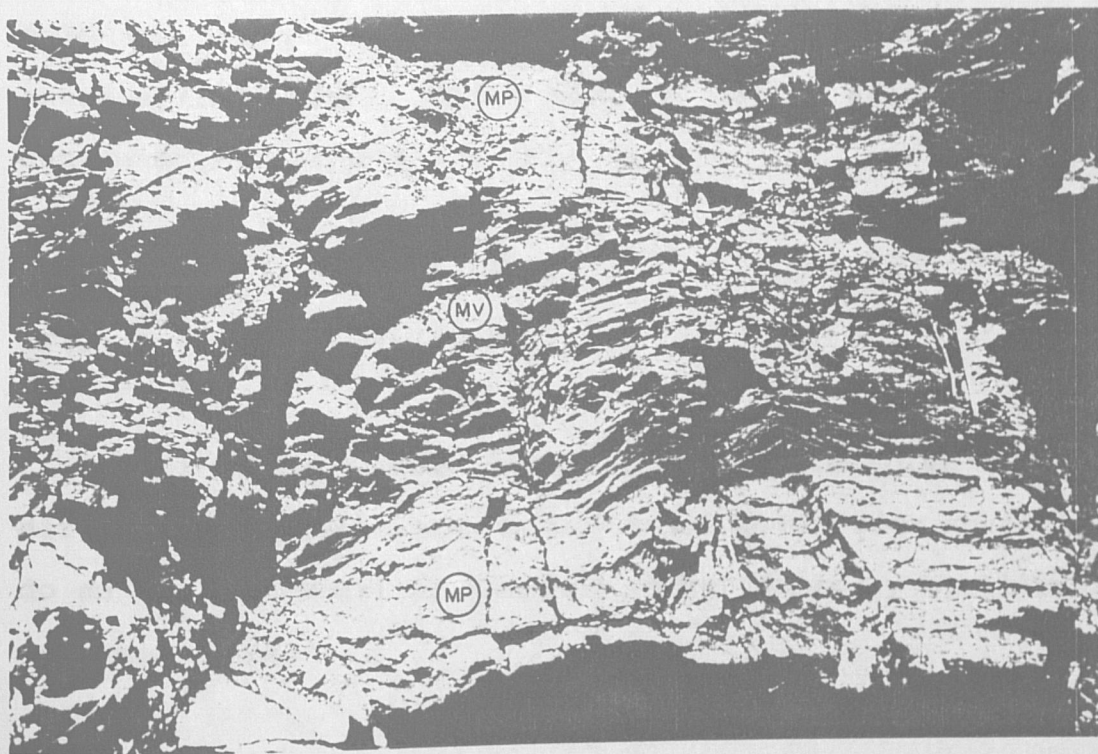


Foto 15. Intercalaciones de metapedernales (MP) y rocas metavolcánicas (MV) de facies de esquistos azules.

cuarzo las que presentan fallamiento. Las relaciones de los bloques en esta unidad con la roca de la matriz, son similares a los que se tienen para todos los otros bloques, ya que cuentan con una zona de esquistos de clorita, aun cuando en este caso no es tan evidente.

Forman y Yeats en 1971, hicieron dataciones (K-Ar) sobre una hornblenda en un bloque de anfibolita de granate correspondiente al litodema de bloques exóticos, obteniendo una edad de 134 ± 3 m.a.; que corresponde al límite Jurásico - Cretácico. Esta edad no puede ser generalizada para todos los bloques, debido a que todos ellos presentan características litológicas y estratigráficas que los hacen diferentes entre sí. Basando estas evidencias de edad y génesis, puede deducirse una edad mayor para la matriz del melange. Comparándolo con rocas similares de regiones ya estudiadas con anterioridad (Moore, 1986 y Sedlock, 1988), pueden situarse dentro del Jurásico medio (Fig. 12).

III.2.b. Ensamble plutónico

Este ensamble está constituido por rocas plutónicas de diferentes composiciones, de manera tal que ha sido subdividido en dos litodemas: a) litodema de metagabros y b) litodema de lamprófidos.

a) Litodema de metagabros.-

Constituye estratigráficamente la cima del complejo ofiolítico y está compuesto por metagabros, presentando una amplia distribución en toda el área. De manera general, sus afloramientos coronan las cimas de los cerros (Fig. 10), sobre todo en la región centro-oeste, donde definen mesetas de variadas extensiones. Su espesor está entre los 100 m - 140 m. Internamente varia de masivo a bandeado así como su grado de metamorfismo, de tal manera que en algunas localidades (B6, B12, B19 y C8) su reconocimiento es exclusivamente en base a la petrografía metamórfica, y en otros casos los rasgos metamórficos son tan poco acentuados que pueden pasar inadvertidos con facilidad. Es frecuente encontrar evidencias de microdesplazamiento (menores a 0.03 m) dentro de la localidad C17 (Fig. 14), estas microfallas son observadas donde el bandeamiento es mas notable (Foto. 16 y 17).

Del análisis de las diferentes bandas es posible deducir que en las bandas de colores mas claros están formadas por minerales félsicos, tales como plagioclasas y cuarzo principalmente. Y las bandas oscuras son ricas en minerales máficos, como los anfíboles y piroxenos, lo cual corresponde a una anortosita. En localidades vecinas el tamaño del grano varia sensiblemente, además de que se pueden observar porfido-blastos de anfíboles verdes (tremolita-actinolita). Es importante resaltar que hacia las zonas de los contactos con la unidad de roca ultramáfica los minerales aparecen deforma-

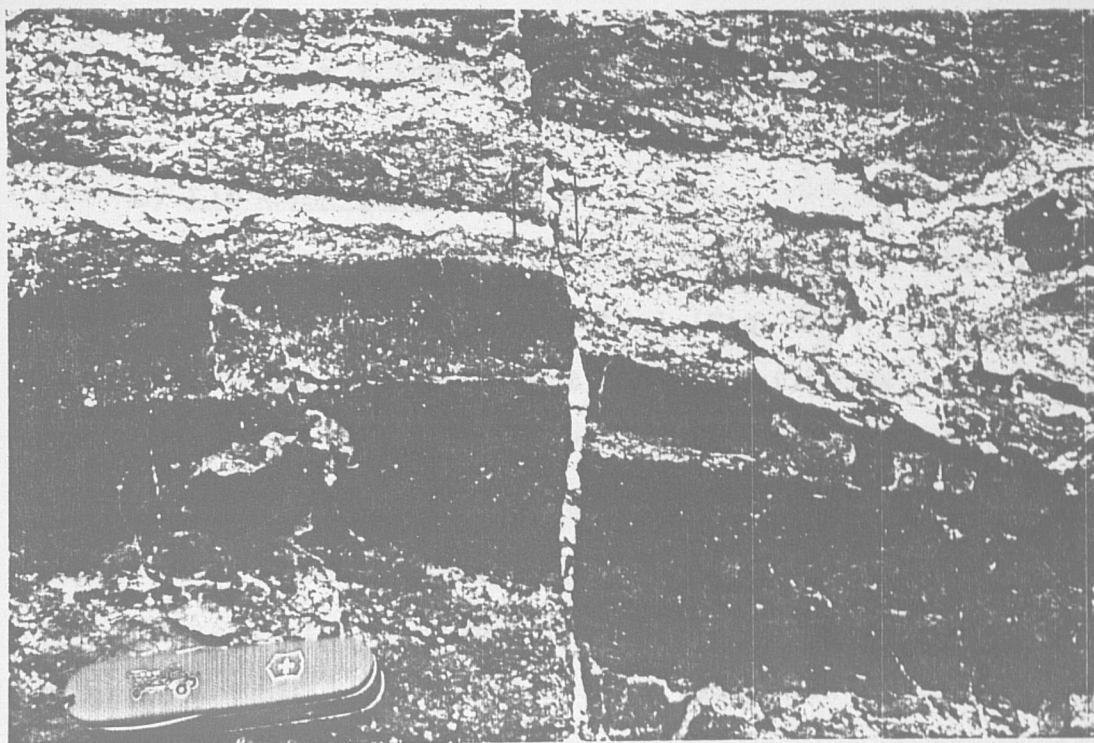


Foto 16. Falla con desplazamiento normal en la unidad de metagabros en la localidad B14 (el desplazamiento es de 2.5 cm).



Foto 17. Alteración por vetillas de cuarzo y microfalloamiento en la unidad de metagabros (observese el fuerte alineamiento de los minerales).

dos, tendiendo a alinearse preferencialmente.

b) Litodema lamprófidio.-

Está representado por un dique lamprófidio y está localizado en la región del istmo central (Fig. 13). Los afloramientos conforman pequeños montículos fácilmente observables, los que están constituidos por apilamientos naturales de bloques pequeños procedentes de la ruptura local de la unidad (Foto. 18). Esta estructura se orienta con rumbo de S70°W NE y sin buzamiento definido, con espesores de 1.0 m a 1.5 m. A manera general los minerales observados son biotita y hornblenda oscura.

Esta unidad corta a las rocas ultramáficas serpentinizadas con magnesita con contactos de tipo intrusivo. Forman y Yeats en 1971, determinaron una edad para este dique, por medio de K - Ar, entre 29 +/- 1 m.a.; ubicándolo dentro del Terciario medio (Oligoceno).

Depósitos cuaternarios recientes:

Estos depósitos consisten de materiales de diversos orígenes, los cuales se encuentran constituyendo estructuras consolidadas como terrazas marinas y abanicos aluviales; o yaciendo como sedimentos fluviales y sedimentos de playa.

Las terrazas marinas destacan sobre el litoral interno de la

isla, colindante con Bahía Magdalena en la parte oeste del área (Fig. 13). Afloran a lo largo de la línea de costa y representan escarpes de escasa altura, menores a 2.0 m hacia el extremo NE, y afectados por la alta marea (Foto. 19). Las terrazas constan de alternancias rítmicas de depósitos de playa de tal manera que en ocasiones predominan los depósitos arenosos y en otras los clásticos fragmentales. La granulometría de los depósitos está constituida por fragmentos de roca en tamaños que varían desde clastos medianos a finos y de abundantes restos de organismos, que incluyen sobre todo conchas de pelecípodos y gasterópodos. Estas terrazas han sido atribuidas al Pleistoceno (Castellanos F., 1993 com. personal), específicamente por la presencia de moluscos fósiles (bivalvos: Megapitaria squalida y gasterópodos: Hexaplex erythrostomas, Muricanthus nigritus, Stromus graciliar)

Los abanicos aluviales son los que cubren una mayor área dentro de los depósitos cuaternarios recientes y están compuestos por una mezcla heterogénea inconsolidada de clastos pertenecientes a las demás unidades aflorantes dentro de localidades adyacentes en una matriz de arena y arcilla (Foto. 20). Representan casi la totalidad de la extensión de la planicie central, aflorando también en la región de la parte interna de la isla hacia el norte de la población de Puerto Alcatraz, en forma de una extensa planicie de pendiente suave, disectada por pequeños arroyos muy ramificados y con pocos cambios en dirección de su corriente principal. Los espesores

son variables, ya que en su parte distal alcanza decenas de metros, y en su parte proximal varían de 1.0 m a 2.0 m. Su granulometría está definida por la correspondiente a una secuencia típica de abanico aluvial, así contiene: en su parte proximal, bloques menores a 1.0 m de diámetro en rocas resistentes, predominando sobre los demás tamaños. El tamaño de los bloques varía en relación con la fuente de suministro, hasta terminar con el predominio de gravas en la parte distal. Puede observarse un incremento del porcentaje de arcillas hacia la parte distal del depósito. En la región central el incremento en su espesor está limitado por la presencia de la unidad inferior del melange a escasa profundidad; de tal modo que el abanico alcanza espesores mas pequeños (menores a 1.0 m).

Los sedimentos aluviales están concentrados en las áreas de los cauces de los arroyos principales. Dentro de este tipo de depósitos se encuentran fragmentos redondeados a subangulosos, y oscilan en tamaños desde bloques en sus cabeceras hasta arenas finas en la desembocadura. No cuenta con espesores importantes, ya que generalmente los arroyos integran corrientes estrechas y con pendientes mas o menos fuertes no permitiendo almacenar volúmenes de sedimentos.

Los depósitos de playa están formados por sedimentos muy variados y compuestos por depósitos de arenas gruesas a medias, además de clastos y bloques de rocas procedentes de los afloramientos existentes tierra adentro. En ocasiones

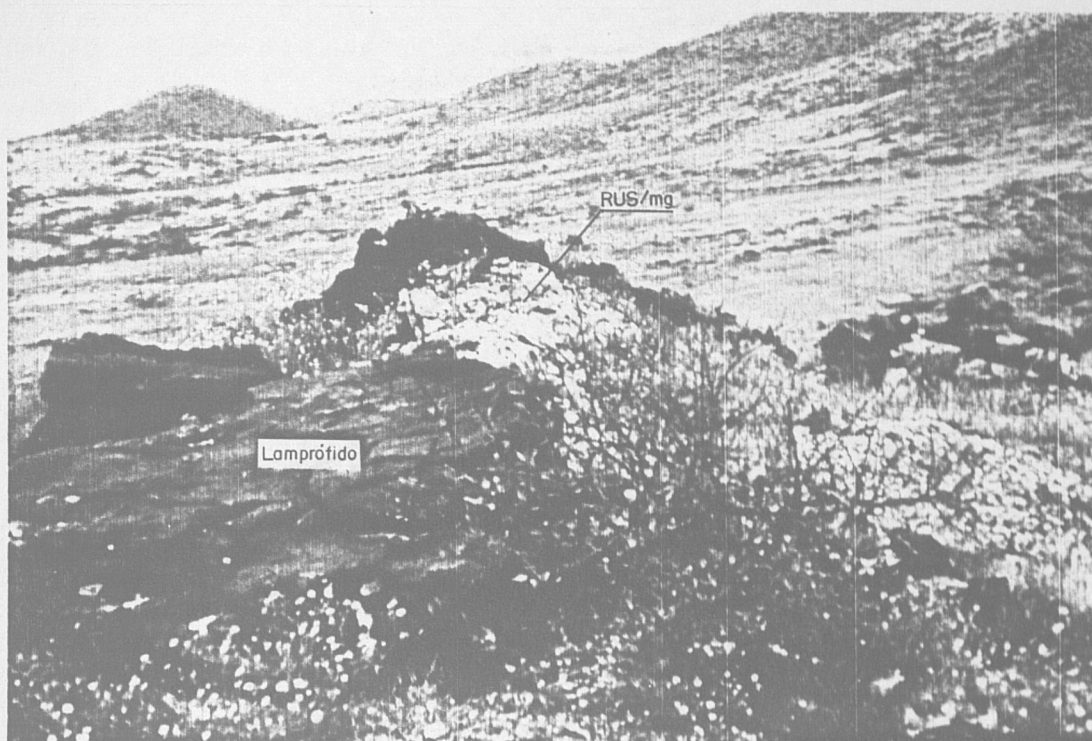


Foto 18. Dique lamprofido aflorando sobre la planicie central, en contacto con rocas ultramáficas serpentinizadas con magnesita (RUS/mg).

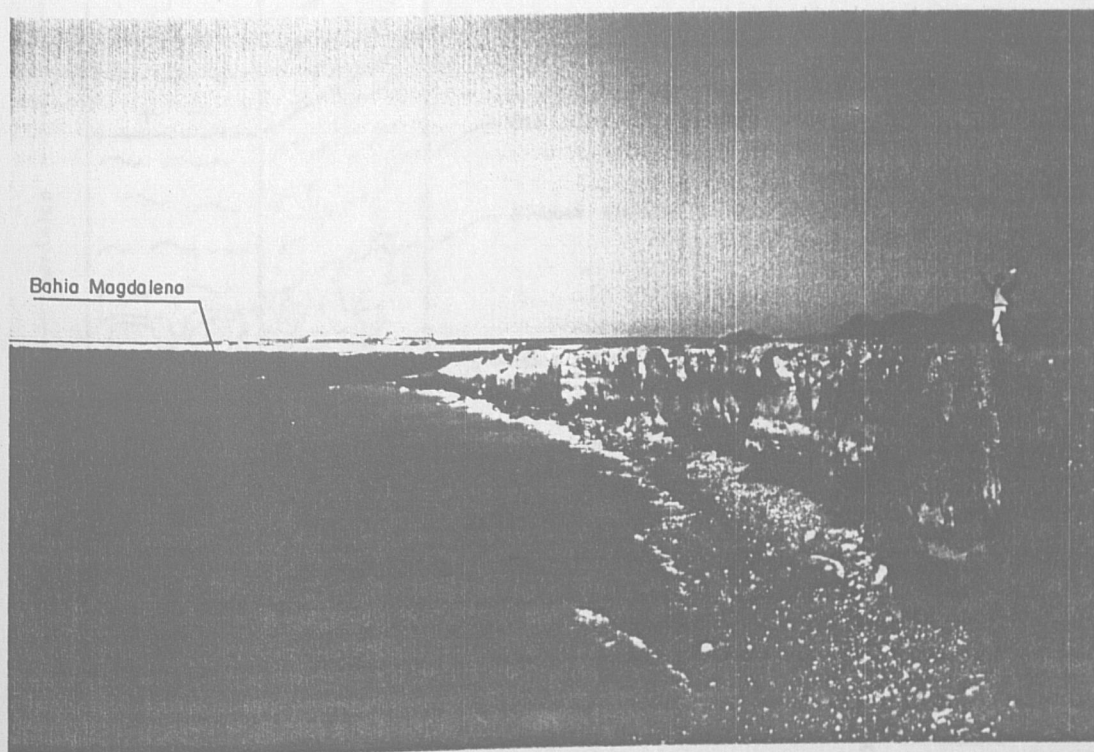
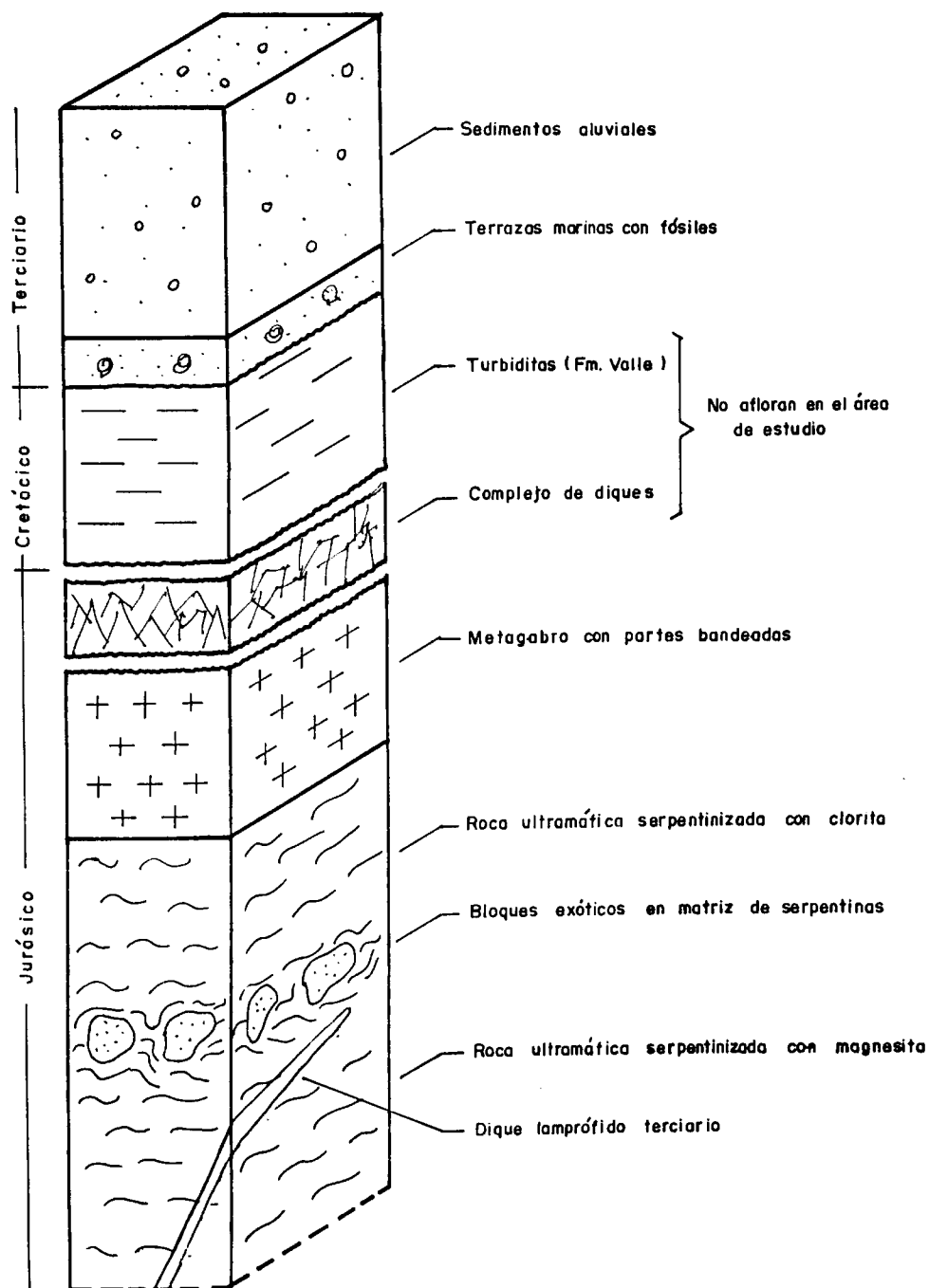


Foto 19. Terrazas marinas del Pleistoceno en la playa del litoral interno. La altura del escarpe es mayor a 5.0 m.



★ Sin escala

FIG. 12 Columna estratigráfica propuesta para la zona estudiada

estos sedimentos alternan con partes cubiertas por roca de playa. La estructura conocida como Punta Cisne, frente a Puerto Alcatraz, la conforman depósitos arenosos en forma de dunas alineadas. Estas presentan escasa elevación y están parcialmente estabilizadas por vegetación de matorral y pastos.

III.3. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El área cartografiada estructuralmente es compleja, debido al ambiente tectónico en que está ubicada. Su estructura corresponde a un complejo ofiolítico desmembrado, en donde las unidades que lo integran tienden a ser tabulares y subhorizontales (Fig. 12). Dichas unidades corresponden a la estratigrafía de una secuencia ofiolítica típica, estando representados sus contactos por fallas normales de bajo ángulo y con tendencia a la horizontalidad. Hacia la base de este complejo destaca la presencia de una estructura de melange, formado por bloques exóticos en matriz de serpentinita fuertemente foliada, los bloques varían en litología y grado metamórfico, lo que de acuerdo con Coleman (1980) representa un transporte vertical del orden de kilómetros.

Las fallas que han sido reconocidas en el área cartografiada indican estructuras caracterizadas por una gran longitud en su línea de traza y de poco desplazamiento, tanto vertical

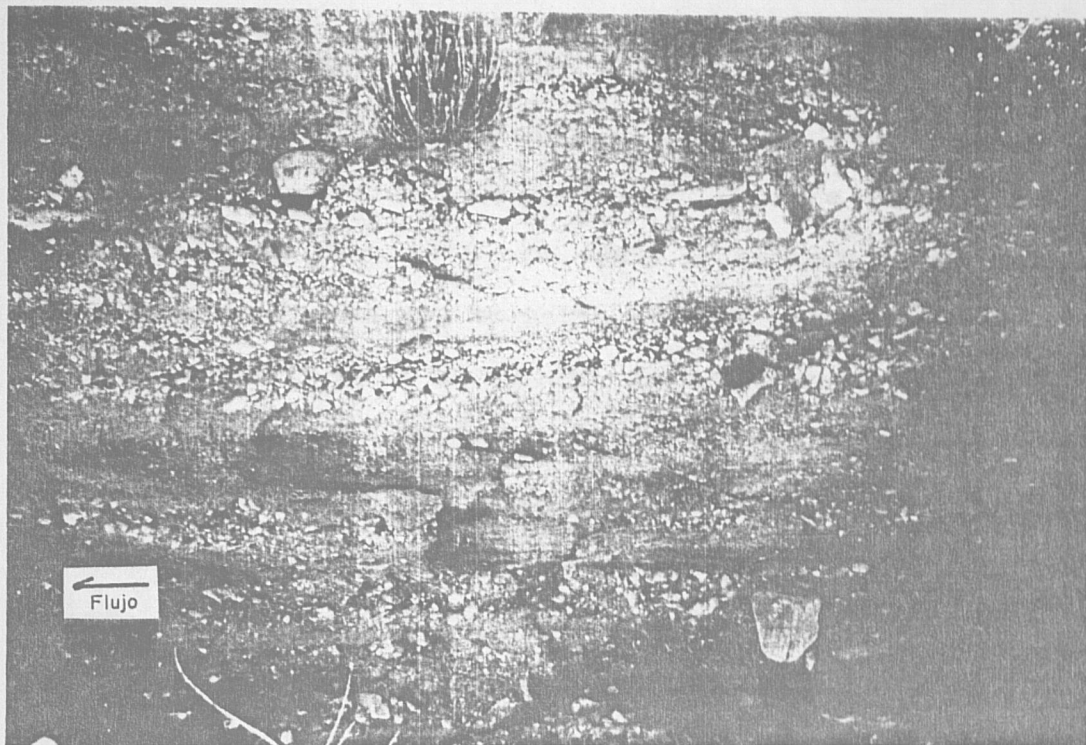


Foto 20. Afloramiento en un corte de arroyo (localidad D14) de sedimentos pertenecientes a las secuencias de abanico aluvial.

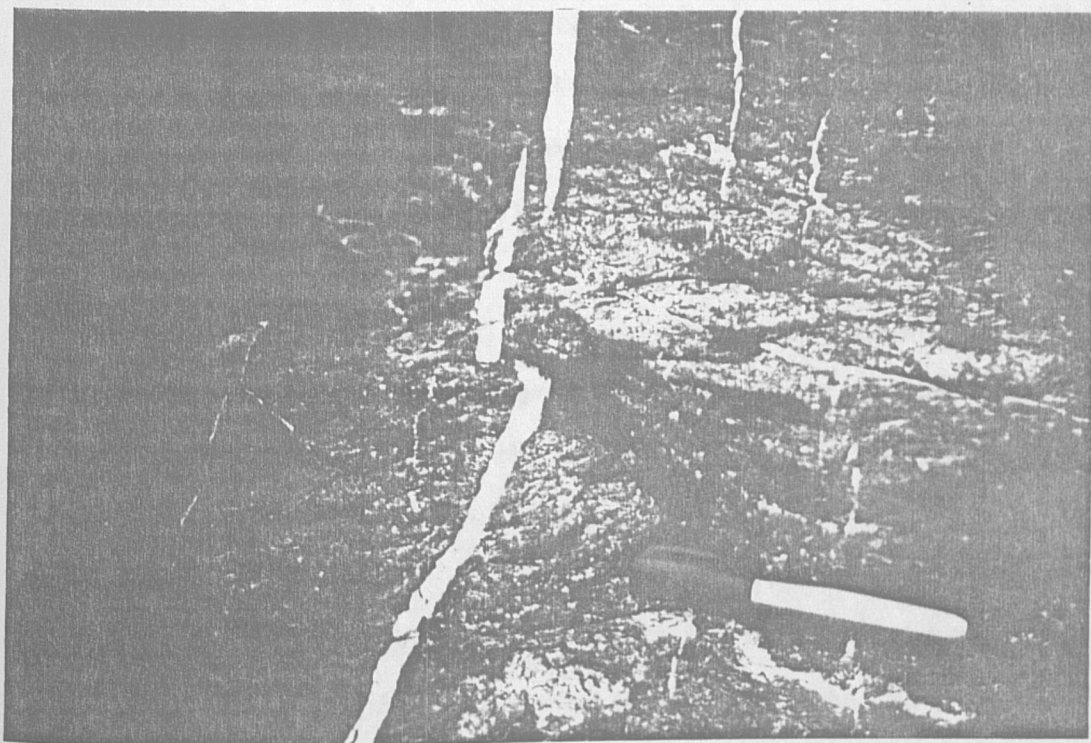


Foto 21. Desplazamiento lateral de una veta de cuarzo en la unidad de metagabros.

como lateral (Foto. 21).

Una de las estructuras con estas características es la denominada La Palma, localizada en la parte SW del área y orientada con rumbo $N75^{\circ}E$ - SW. Esta estructura tiene 11 km de longitud total, con 2.6 km sobre el área cartografiada, y se encuentra cortando a la unidad de metagabros del complejo ofiolítico. Otra falla importante es la conocida con el nombre de Falla Alcatraz (Rangin, 1984) localizada al poniente de la población de Puerto Alcatraz (Fig. 13), y con una longitud total de 5.3 km, esta atraviesa la mayor parte del área estudiada. Es de tipo lístrico y salto no medible, su traza principal tiene un rumbo de $N20^{\circ}W$ SE con un echado de 30° buzando hacia el NE. Presenta una bifurcación al poniente del poblado de Alcatraz, con un rumbo de $N85^{\circ}W$ SE, pasando su traza precisamente sobre ésta población. Esta falla corta depósitos litorales del Pleistoceno ubicados cerca de la línea de costa, creando una discordancia angular entre éstos y depósitos de abanicos aluviales del Cuaternario, en la parte superior (Foto. 22).

Existen también fallas de menor desplazamiento y longitud, sin predominancia con respecto a su control estructural, y su importancia radica en que controlan gran parte del drenaje del área pues sus trazas son ocupadas por los cauces de los arroyos.

En la unidad de metagabros bandeados ha sido reconocida la presencia de microfallas con desplazamientos del orden de

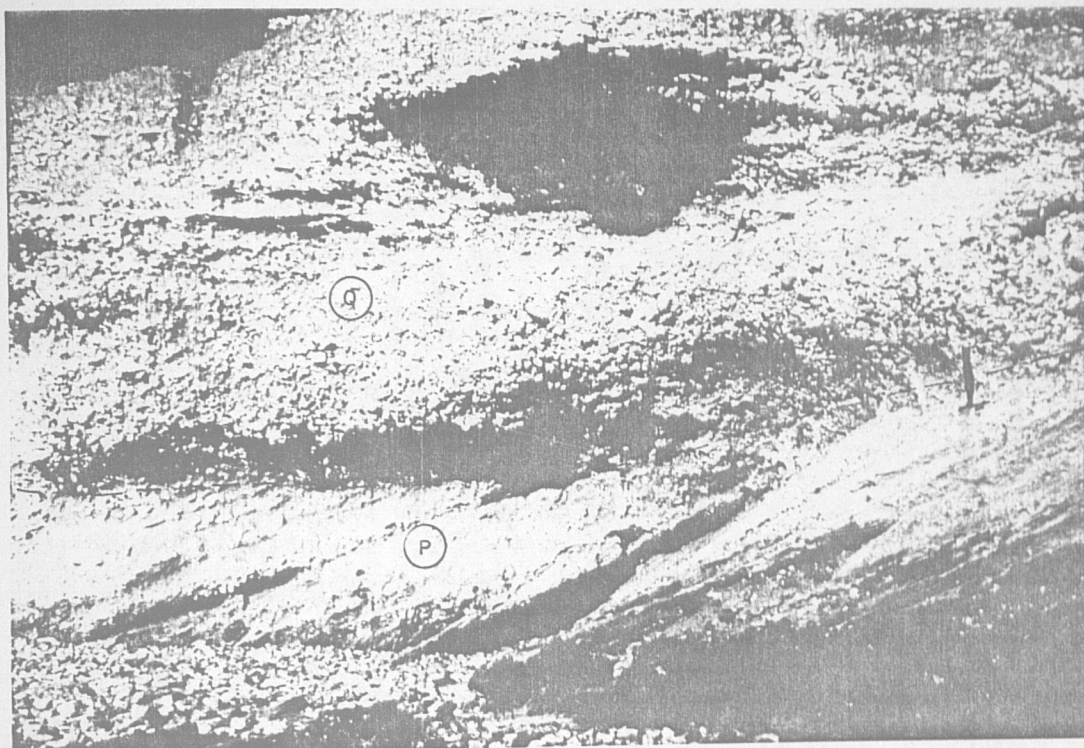


Foto 22. Discordancia angular en la línea de costa, producida por la falla Alcatraz, entre sedimentos del Pleistoceno (P) y Cuaternario (Q).

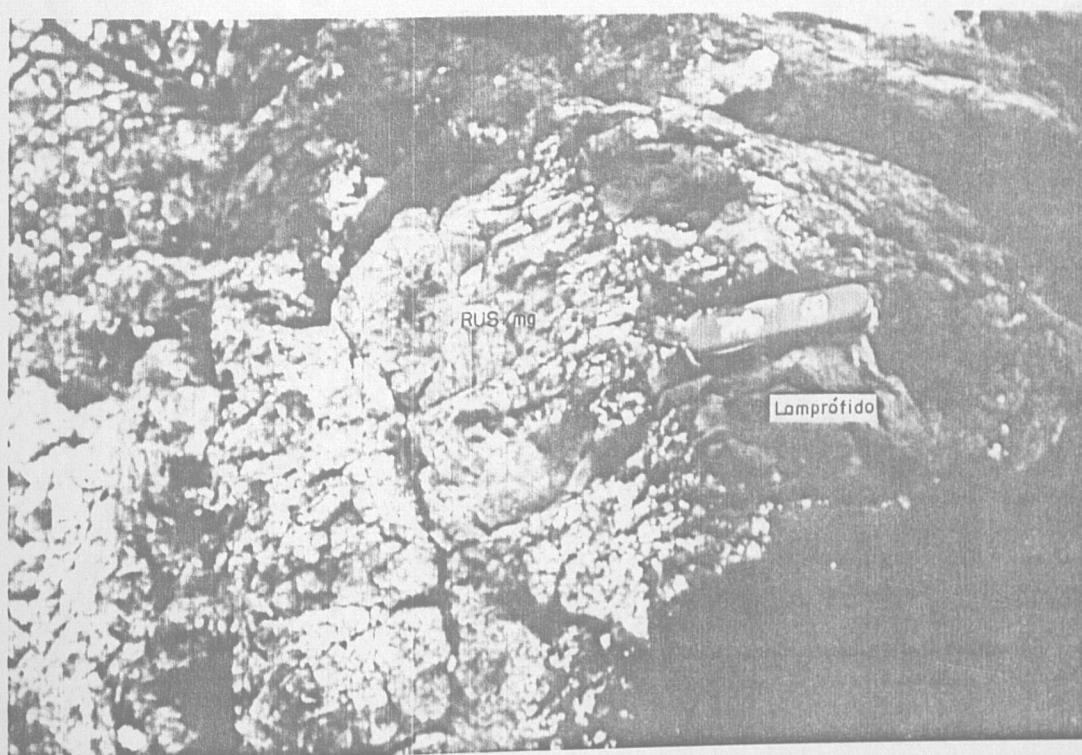


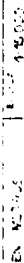
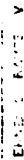
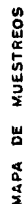
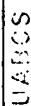
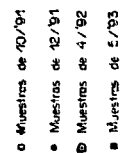
Foto 23. Detalle del contacto entre el dique lamprótido y la unidad de rocas ultramáficas serpentinizadas con magnesita (RUS/mg).

centímetros (generalmente menores a 0.10 m), con componentes de tipo normal y de desplazamiento lateral.

En la región costera, al norte y al sur de Puerto Alcatraz afloran algunas terrazas marinas, representando sus escarpes el límite exterior de la zona de playa. Estas terrazas presentan un contenido de fauna fósil (Pleistoceno), siendo éstos restos de pelecípodos y gasterópodos principalmente, evidenciando uno o varios eventos de descenso del nivel del mar en la región.

Las estructuras intrusivas reconocidas como diques, están representadas por una estructura de tipo lamprófidio, que aflora en varios segmentos desplazados indicando fallamiento posterior a su emplazamiento, mediante la interpolación de los rumbos de todos los segmentos es posible darle continuidad a toda la estructura de lo que resulta un rumbo de N70°E SW. Este dique intrusiona a la unidad de rocas ultramáficas serpentinizadas con magnesita perteneciente a la parte inferior de la estructura de melange, ocasionando una zona estrecha de contacto (menor a 0.50 m), en la que es posible observar un fuerte tectonismo y recristalización de la roca intrusionada (Foto. 23).

UNIDADES



III.4. PETROGRAFIA

Con el propósito de hacer un análisis petrográfico, fueron colectadas muestras aleatorias de todas las unidades litodémicas consideradas, siendo un total de 68 muestras. A cada una de las muestras les fué hecha al menos una sección delgada, y en ocasiones el número de secciones ascendió a 4. En algunos casos fué posible tratarlas con el método de difracción de rayos X, especialmente para las muestras provenientes de rocas ultramáficas serpentinizadas. De las secciones delgadas todas fueron observadas al microscopio y descritas. En su descripción se hizo énfasis en la mineralogía, textura, paragénesis, alteraciones y clasificación, principalmente. La clasificación de las muestras estuvo basada en Winkler (1979), Coleman (1980), Fry (1984) y en MacKenzie (1980).

Dentro de las características descritas fué puesto especial énfasis en el aspecto de la composición mineralógica, con el fin de caracterizar las unidades muestreadas desde este punto de vista (ver anexo A).

La presentación de las descripciones petrográficas de las unidades es de la misma manera en que fueron agrupadas las unidades en el capítulo de litología y estratigrafía (Fig. 11), a fin de conservar la forma de agrupación utilizada. Así se tiene:

III.4.a. Ensamble de melange

a) Litodema de la matriz.-

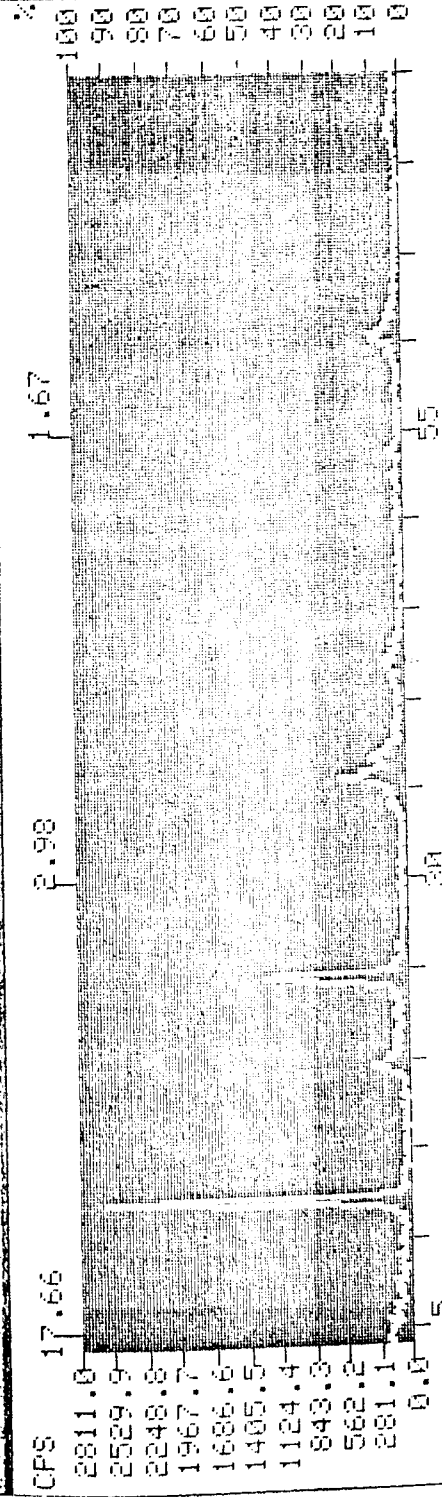
Dentro de este litodema están considerados dos tipos de rocas, en esta agrupación ambas son ultramáficas serpentinizadas, aunque cuentan con diferencias notables; conformando ambas la matriz de la unidad de melange.

-- Rocas pertenecientes a la base del melange.-

Las muestras A8, C9, C12 y C21, (Fig. 14), pertenecen a esta parte de la estructura. Generalmente tienen color café ó gris, estructura compacta y una asociación mineralógica de: serpentinas + clorita + óxidos de hierro + minerales opacos. Fueron clasificadas como ultramáficas serpentinizadas (Foto. 24). De los minerales presentes los únicos que tienen variaciones notables son las serpentinas (75% a 90%). Del grupo de las serpentinas ha sido posible identificar, mediante difracción de rayos X, que existe un predominio de la antigorita sobre los otros dos minerales (Sedlock, com. escrita 1992), (Fig. 16). Estas rocas presentan texturas variables entre interpenetrantes y en enrejado, con minerales relictos (olivinos ?) y pequeño porcentaje (5 a 10%) de alteración por clorita. Un aspecto característico de esta unidad es que contiene magnesita ($MgCO_3$) emplazada en sus fracturas; este aspecto también es reflejado a nivel microscópico donde son apreciadas vetillas rellenas de magnesita.

FN:1291-108.FD ID: SCINTAG/USA
 DATE: 3/ 8/92 TIME:10:42 PT: 0.090 STEP:0.030 WL:1.54059

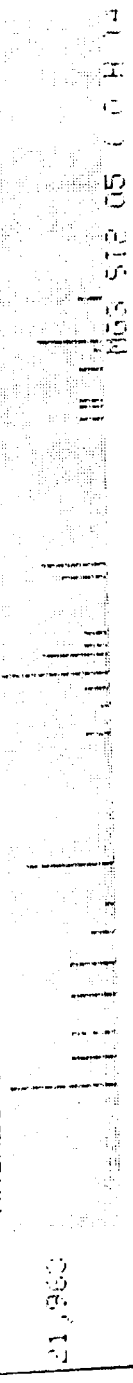
CONTINUE NEXT CARD END OVERLAP



MAGNESIUM SILICATE HYDROXIDE / CHRYSOTILE-2MCI



MAGNESIUM SILICATE HYDROXIDE / CHRYSOTILE-2MCI



MAGNESIUM SILICATE HYDROXIDE / CHRYSOTILE-2MCI

Litológicamente esta unidad es similar a la unidad que aflora en la región de la península de Vizcaíno (Altamirano y Kapadia, 1975) y (Orozco, 1987), en la que también existen yacimientos de magnesita de las mismas características.

Considerando la asociación mineralógica y las características genéticas de esta roca, su protolito está ubicado entre las rocas del grupo de las peridotitas, pertenecientes a la parte superior del manto y sometidas a un intenso metasomatismo (Coleman, 1971).

-- Rocas de la parte superior del melange.-

Las muestras tomadas en las localidades B2 y A9, pertenecen a esta parte del melange. Cuentan con una coloración verde en ejemplares sanos y rojiza en las superficies intemperizadas. Los ejemplares tienen una estructura compacta ocasionalmente foliada y es común que presenten una capa delgada de serpentinita (crisotilo ?) en color verde-amarillo sobre sus bordes, de aspecto fibroso y sedoso al tacto. Al microscopio es observada una composición mineralógica variable formada de manera general por: serpentinas + clorita + minerales opacos +/- carbonato. En esta unidad el porcentaje de minerales del grupo de las serpentinas es muy homogéneo y se mantiene entre 20% a 30%, siendo predominante la antigorita, seguida por la lizardita; así como pequeñas cantidades de crisotilo (Sedlock, com. escrita 1992). En la paragénesis de estas rocas es común la presencia de un carbonato (siderita ?) en pequeñas cantida-

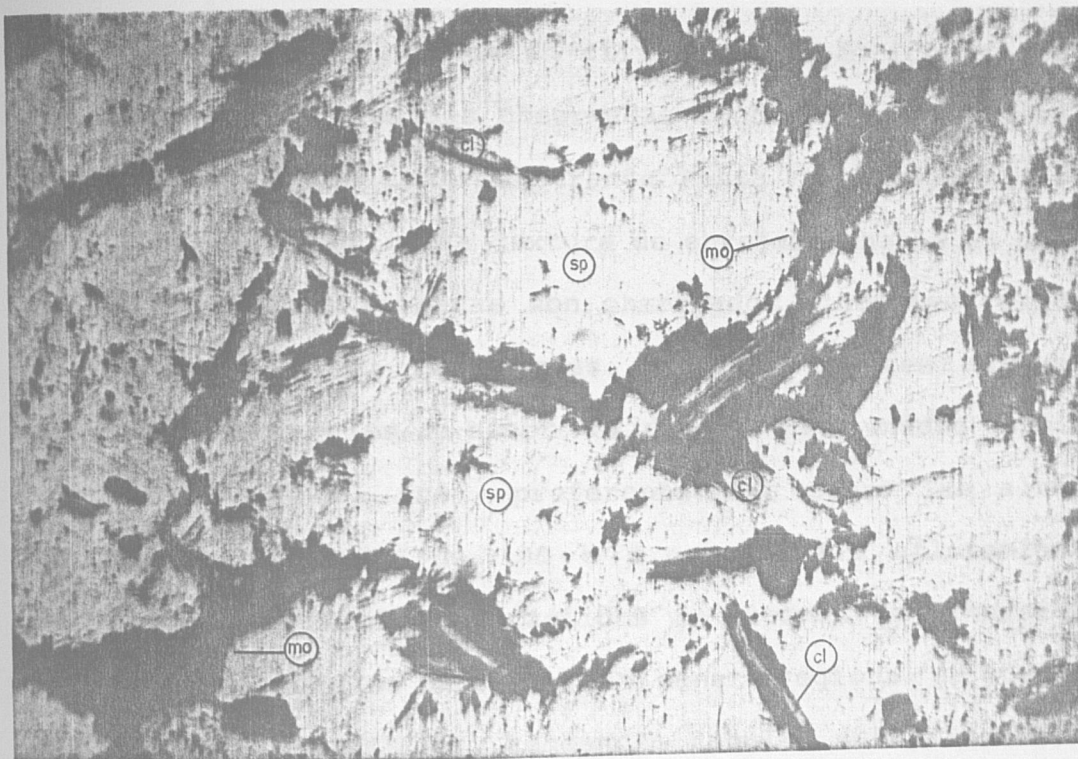


Foto 24. Microfotografía de una muestra de roca ultramáfica serpentizada con clorita. Su mineralogía es: sp = serpentinas, cl = clorita y mo = minerales oscuros. Lámina R2 Nic. II, aumento x4.

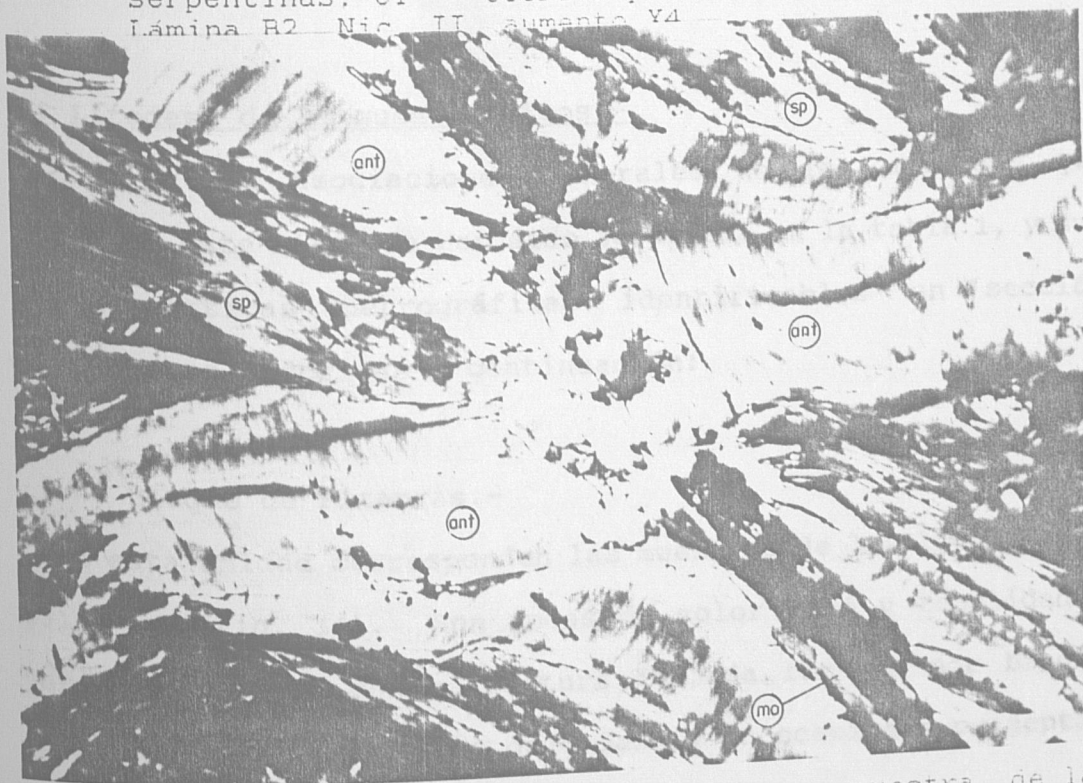


Foto 25. Vetillas de antigorita (ant) en una muestra de las rocas ultramáficas serpentizadas. Su mineralogía es: sp = serpentinas y mo = minerales oscuros. Lámina C12, Nic. X, aumento X 10.

des (5-10 %); presentando su clivaje rombohédrico típico en ocasiones. Las muestras observadas contienen variaciones en su textura, desde interpenetrante hasta de enrejado (Foto. 25). Cuando predomina la textura de enrejado, hacia el centro de las retículas formadas son observados minerales relictos (olivino ?), y en los bordes de ellas existen agregados masivos de minerales de hierro oxidados. Esta unidad está muy distribuida en el área, preferentemente sobre las alturas topográficas arriba de 100 m s.n.m. y sus afloramientos constituyen apilamientos caóticos de bloques de dimensiones variables (alrededor de 1.0 m). De manera regional se comporta a manera de estrato con tendencia tabular subhorizontal, y cubre la unidad de bloques exóticos y sobreyacida por la unidad de metagabros.

b) Litodema de bloques exóticos.-

Las asociaciones minerales de las unidades que componen este litodema han sido agrupadas en la tabla 1, y sus características petrográficas identificables en sección delgada son descritas a continuación:

-- Bloque de Pizarras.--

A esta unidad corresponden las muestras de las localidades C31 y D7 (Fig. 14). Son rocas de color café y tonalidades verdosas, cuenta con estructura foliada formada por bandas compuestas por laminillas delgadas, y en ocasiones presentan

vetas de cuarzo. Su mineralogía consiste en: cuarzo + biotita + clorita + calcita + min. opacos. La textura es pizarrosa con algunas variaciones a esquistosa, con un predominio de la textura pizarrosa, en la que ocasionalmente es posible observar cristaloblastos de cuarzo alineados y formando bandas (Foto. 26). Es observado un fuerte plegamiento, especialmente en rocas de la localidad C31, donde cuentan con estructuras complicadas de tipo echelon. La roca está fuertemente alterada, y especialmente la biotita por clorita, lo que le dá una coloración verdosa. El protolito de estas rocas es de sedimentos arcillosos, ricos en cuarzo, quizás pertenecientes al prisma acrecional, que han sido metamorfoseadas hasta una facies de esquistos verdes de bajo grado. Esta facies es evidenciada por la presencia de cristales poco desarrollados de biotita en una matriz arcillosa.

-- Bloques de metagabros.--

Está representado por muestras de las localidades C24, C25, D3 y D4. Las rocas de esta unidad generalmente son de color verde, estructura compacta y esquistosa con abundancia de vetillas de cuarzo, sus bordes están fuertemente alterados por la presencia de una zona de transición entre el metagabro y la roca de la matriz. En ocasiones, como en la localidad C24, existe calcita en abundancia en la zona de contacto. La

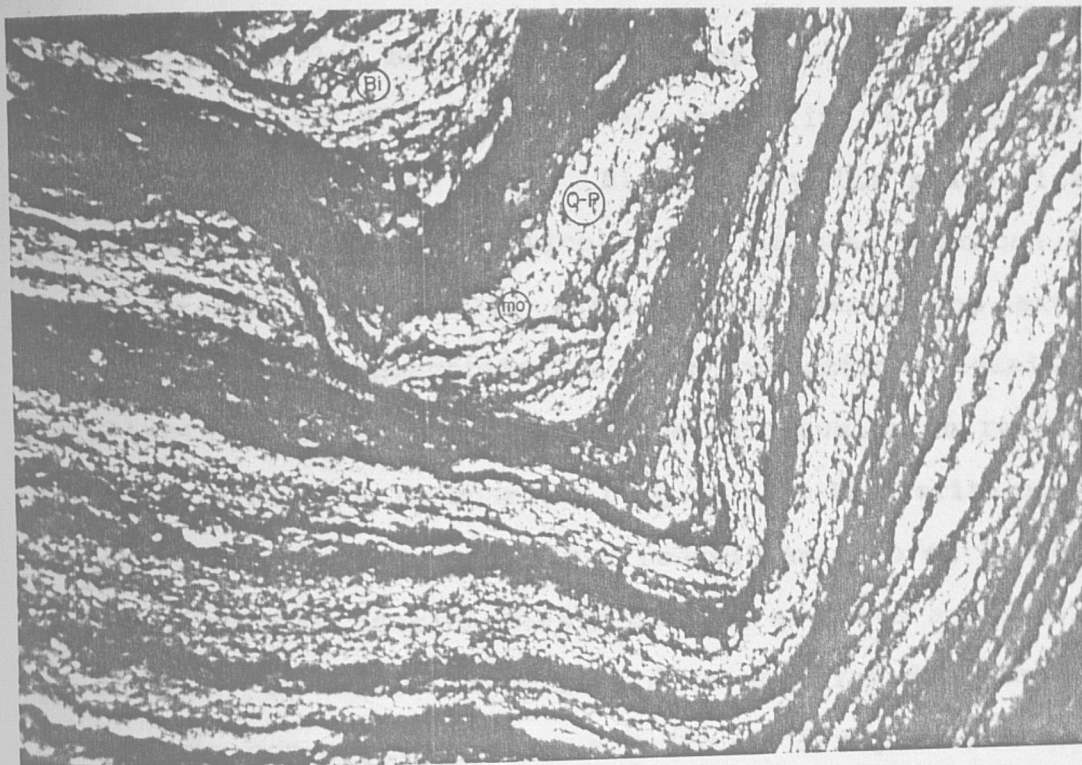


Foto 26. Microfotografía de una muestra del bloque de pizarras. con bandeamiento bien definido. Su composición es: Bi = biotita. Q-P = cuarzo - plagioclasas y mo = minerales opacos. Lámina D7. Nic. II. aumento X4.



Foto 27. Microfotografía de una muestra de metagabro. Su composición es: P = plagioclase. Q = cuarzo. ep = epidota. hb = hornblenda. Lámina B13. Nic. II. aumento X4.

mineralogía de los metagrabros consiste de: cuarzo + plagioclasa + calcita + hornblenda +/- tremolita + clorita + sericita + óxidos de hierro. El cuarzo y las plagioclasas forman una especie de mosaico, sobre el cual destacan los otros minerales (Foto. 27). Estas rocas presentan una textura cristaloblástica-nematoblástica, con variaciones locales a poikiloblástica, en cristales de calcita que están rellenos por otros minerales de cuarzo y plagioclasa. La clorita parece ser producto de la alteración y reemplazamiento de la hornblenda la que en ocasiones está plegada en torno a cristales de cuarzo. Es común la presencia de vetillas de calcita y cuarzo, de espesores menores a 0.5 mm e irregulares. En la localidad C24 presenta cristales euhedrales de pirita, con sus bordes fuertemente oxidados. La mineralogía ensambla con la observada en los gabros, de tal manera que pueden considerarse como protolitos de estos bloques. El metamorfismo de estos bloques es de esquistos verdes de grado medio (localidades B13, C5 y C17) a bajo (localidades C8 y C30).

-- Bloques de anfibolitas.--

El muestreo hecho sobre esta unidad comprende un buen número de ejemplares, de los que han sido escogidas las muestras B4, B8, B18, C6, C16, C17, C18 y C19, por considerarse las más representativas. Megascópicamente presentan estructura compacta en el centro y pseudoesquistosa en los bordes. Los minerales observables son principalmente anfíboles

y granates, así como epidota, cuarzo y óxidos de hierro a manera de alteraciones, en ocasiones es posible observar dendritas de pirolusita (cuando la roca ha sido intemperizada). En el análisis microscópico su mineralogía observable es: hornblenda +/- granate + epidota + clorita + cuarzo + plagioclasa +/- zoisita +/- esfena +/- sericita +/- carbonato +/- óxidos de fierro; este orden indica un decrecimiento en porcentaje con que integran la roca. La presencia de granate es importante para la clasificación de la roca, ya que según Fry (1984) y Winkler (1979) puede tratarse de una anfibolita (hornblendita) o una anfibolita de granate. Su textura es cristaloblástica y con frecuencia son observadas vetillas de carbonato y epidota/sericita. Los granates generalmente son de tamaños uniformes, subhedrales, fracturados y parcialmente reemplazados por clorita en ocasiones es posible observar algunos de sus lados bien desarrollados (Foto. 28). En las partes centrales de los bloques los cristales están mejor desarrollados a diferencia de los bordes, donde son mas irregulares en tamaño y en su aspecto físico presentan una alineación marcada. Los protolitos de estas rocas están directamente relacionados con las rocas máficas y ultramáficas de la corteza, de donde fueron arrancadas y asimiladas por la masa de serpentinas durante su ascenso.

-- Bloques de esquistos azules.--

Incluyen pedernales, tobas y areniscas metamorfoseadas a facies de esquistos glaucofánicos, aflorantes en varias localidades, de las cuales han sido elegidas algunas por ser las mas representativas: B1, C23, C26, D9 y D10. Generalmente presentan variaciones de estructura desde esquistosa hasta masiva, en las rocas con estructura esquistosa existen bandas de color azul-gris alternadas con bandas de color marrón rojizo, con abundantes vetillas de cuarzo de algunos milímetros de espesor. Su paragénesis mineral es de: glaucófano + estilpnomelano + cuarzo + plagioclasas + clorita + carbonato +/- biotita +/- pirita +/- prehenita +/- minerales opacos. Las rocas presentan textura esquistosa-gneisica, en la que los minerales están alargados en una dirección predominante, concentrados en bandas alternadas, algunas con predominancia de anfíboles azules (glaucófano) y otras de estilpnomelano y biotita, todo esto sobre un mosaico de cuarzo recrystalizado (Foto. 29). La presencia de glaucófano es esencial para la clasificación de estas rocas, de esta manera han sido clasificadas como esquistos azules. El glaucófano está presente en varias formas, una de ellas es en cristales euhedrales con la típica exfoliación de los anfíboles (foto. 29), otra forma es en cristales alargados de diferentes dimensiones; así como también es importante la presencia de microcristales del mismo anfíbol azul en forma acicular. En un corte paralelo a la dirección del alineamiento de los cristales, se observan



Foto 28. Microfotografía de una muestra de la unidad de anfibolitas. Su mineralogía es: Gr = granate. Hb = hornblenda. Ca = carbonato (siderita ?). Ep = epidota. Lamina A12. Nic. II. aumento X4.

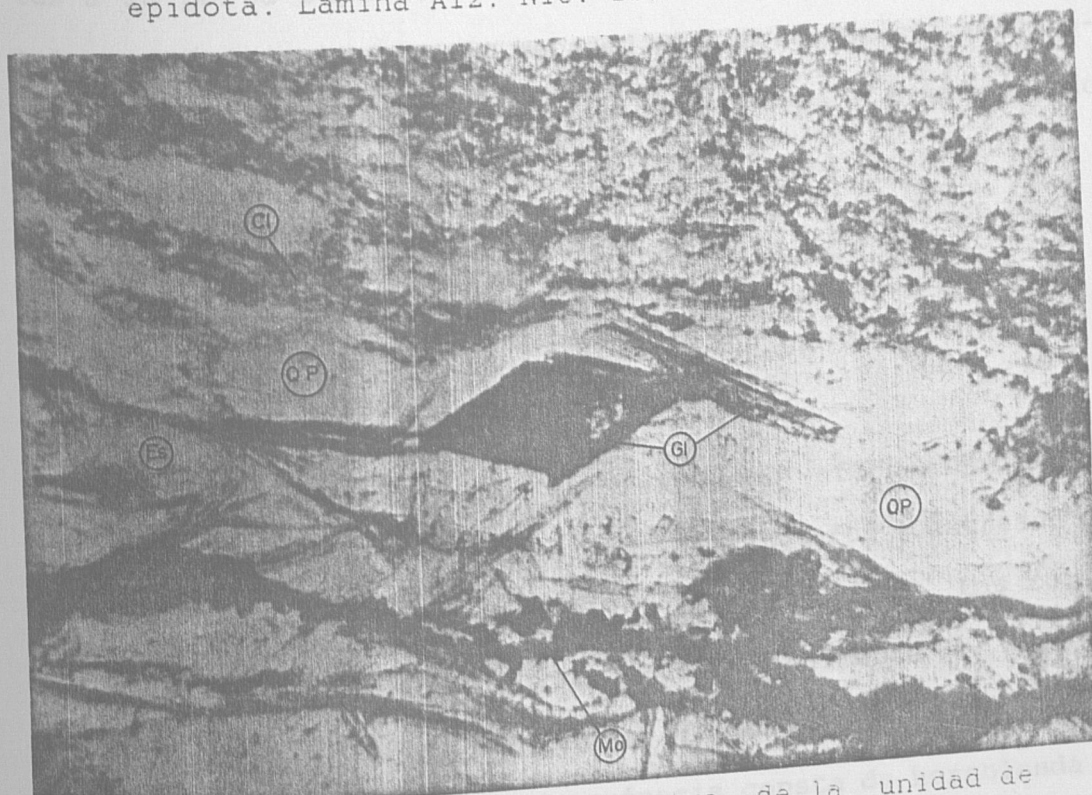


Foto 29. Microfotografía de una muestra de la unidad de esquistos azules, con un cristal euhedral de glaucófano. Su composición es: Gl = glaucófano. Q-P = cuarzo - plagioclasas. Mo = minerales opacos. Cl = clorita. Es = estilpnomelano. Lámina C27. Nic. II. aumento X10.

lenticillos irregulares de cuarzo alargados y acortados en su longitud vertical; evidencia de un aplastamiento en este mismo sentido. Frecuentemente tienen una gran cantidad de micropliegues de formas complicadas, algunos en echelon y otros volcados, a manera de un microcabalgamiento.

El porcentaje de anfíbol azul es muy variable (10-35 %), y posiblemente está directamente relacionado a las condiciones metamórficas imperantes sobre el protolito, así como a la disponibilidad de iones en el medio. En una variante de estos bloques (muestra C26), de color verdoso, existen cristales euhedrales de piritita. Los protolitos para estos bloques pueden ser comparados con las rocas pertenecientes a la parte superior del complejo ofiolítico, de manera tal que existen metatobas y metasedimentos del prisma acrecional como son: pedernales, argilitas silíceas y areniscas de tipo grauvaca.

III.4.b. Ensamble plutónico

a) Litodema de metagabros.-

Está constituido por extensos afloramientos de metagabro, que para propósitos petrográficos fué muestreada en las localidades B13, C5, C8, C17 y C30 (Fig. 14). Las rocas de esta unidad presentan color verde generalmente con variaciones a negro, tienen estructura bandeada o esquistosa con frecuentes microfallas. Su paragénesis consta de hornblenda +

FASE MINERAL	GRADO DE METAMORF	E. VERDES B GRADO	E. VERDES A GRADO	ANFIBO- LITA	ESQ. AZULES
	LITOLOGIA	PIZARRAS	METAGABRO	ANFIBO- LITAS	E. DE GLAUCOF
BIOTITA		-----			
CALCITA					
CLORITA		-----	-----	-----	
CUARZO		-----	-----	-----	-----
EPIDOTA			-----	-----	
ESTILP.					-----
GLAUCOF					-----
GRANATE					
HORNB.				-----	
MAGNETITA					
MOSCOVITA					
OPACOS			-----		-----
PIRITA					
PLAGIOC.		-----	-----		
PREHENITA		-----			
SERICITA					
SIDERITA					
TREMOLITA					
ZOISITA					

Tabla 1. Diagrama general mostrando las asociaciones minerales de los bloques exóticos. Las líneas interrumpidas indican presencia del mineral en todas las muestras, y las líneas punteadas representan la presencia del mineral en sólo algunas muestras.

cuarzo + plagioclasas + tremolita/actinolita + epidota +/- zoisita + clorita + sericita + min. opacos (magnetita ?). La hornblenda es el mineral que presenta mas variación en cuanto a porcentajes dentro de las rocas, con cantidades que oscilan entre 20% en B13 y 40% en C17. Las rocas analizadas presentan textura cristaloblástica, con fuerte alineamiento de minerales, sobre todo la hornblenda. Es frecuente la presencia de reemplazamiento de hornblenda por clorita y epidota, así como también vetillas de cuarzo, plagioclasas y sericita (Foto. 30). Los minerales relictos y su relación con los metamórficos han dado lugar a que esta unidad sea clasificada como un metagabro, con metamorfismo de facies esquistos verdes de bajo grado.

El protolito para esta unidad puede estar ubicado en la parte superior de la corteza de donde fué llevado a su actual emplazamiento a través de procesos obductivos que actuaron en esta región.

b) Litodema de lamprófidos:

Comprende la unidad lamprófida y corresponde a los puntos A3 y C10. Está compuesta por una estructura tabular de tipo dique, de color café oscuro con estructura masiva y fracturada. Su asociación mineralógica es: hornblenda + plagioclasas + biotita + calcita + cuarzo + clorita + epidota + min. opacos. Dentro de la mineralogía destaca la presencia de fenocristales de biotita cercanos de 1.5 mm. Tiene textura

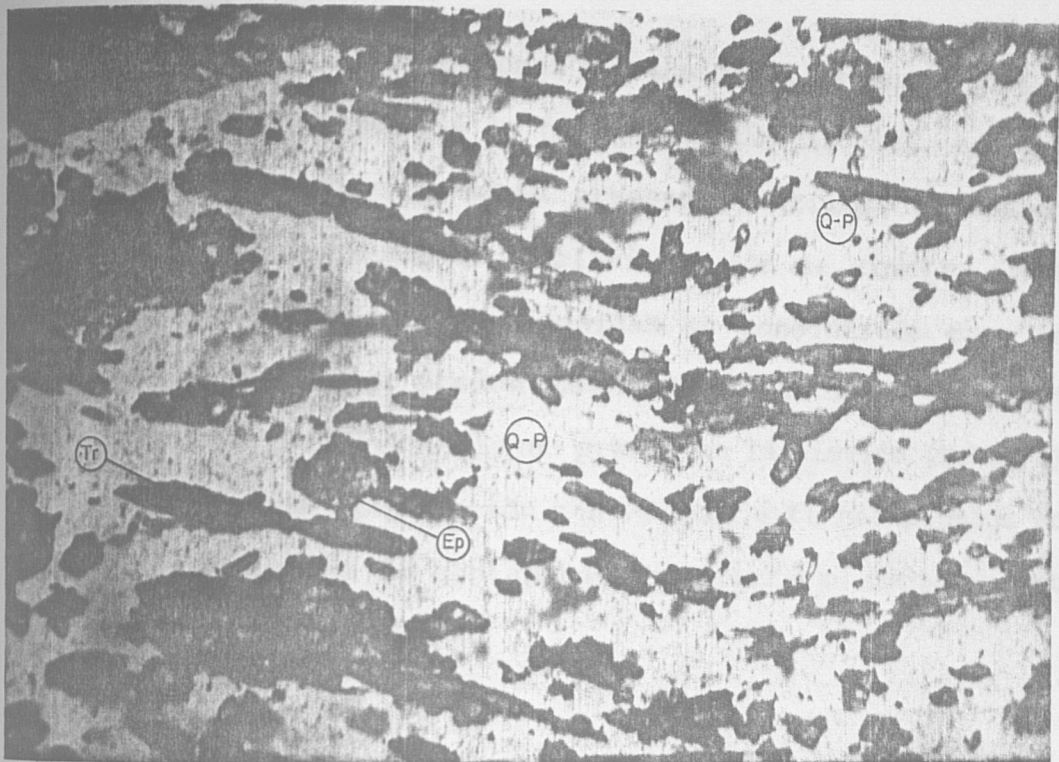


Foto 30. Microfotografía de una muestra de metagabro con alineamiento de minerales. Su composición es: Q-P cuarzo - plagioclasas. Ep = epidota y Hb = hornblenda. Lámina C30. Nic. II. aumento X4.

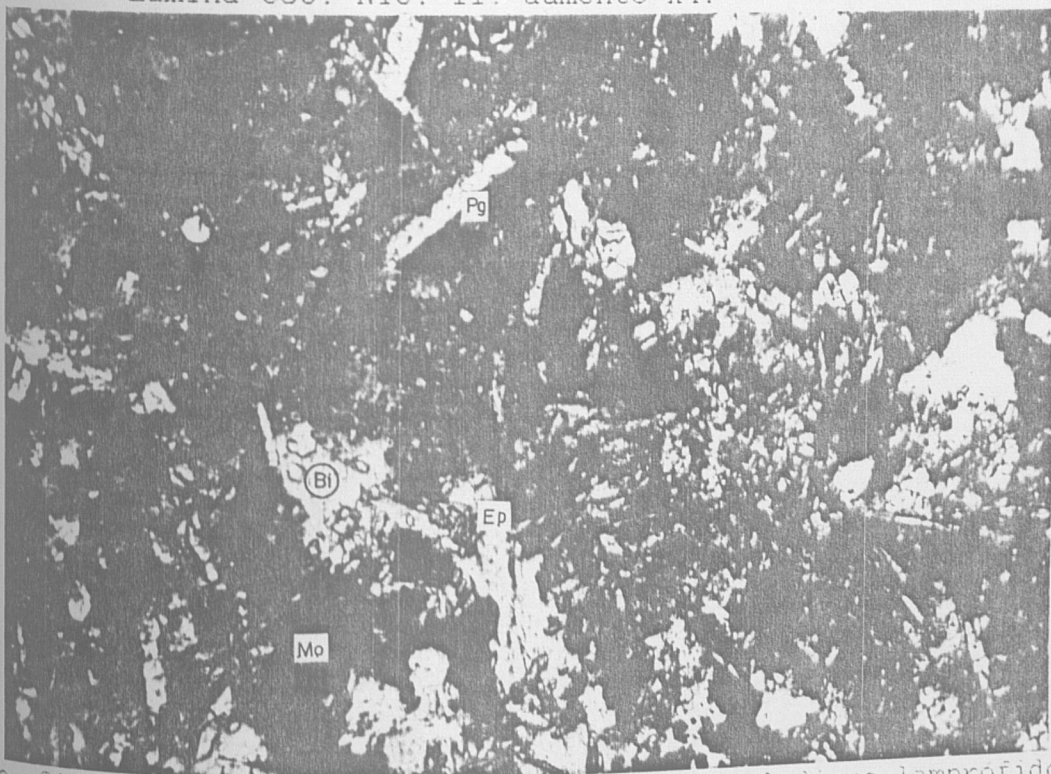


Foto 31. Microfotografía de una muestra del dique lamprofido. Su composición es: Bi = biotita. Ep = epidota. Pg = plagioclasa y Mo = minerales opacos. Lámina A3. Nic. X. aumento X4.

panidiomórfica con variaciones a traquítica. De manera general presenta alteraciones de la hornblenda por clorita, así como de epidota; y también están presentes vetillas de calcita (Foto. 31). De acuerdo a la clasificación de Winkler (1979) para rocas lamprófidas esta unidad es considerada como una kersantita, por tener predominancia de plagioclasas y a que de sus minerales ferromagnesianos predomina la biotita (Tabla 2). Es posible que su composición tan variada esté relacionada con una o varias etapas de contaminación durante su emplazamiento en el Terciario medio.

MINERALES FERROMAGNES.	ORTOCLASA PREDOMINANTE	PLAGIOCLASA PREDOMINANTE	LIBRE DE FELDESPATOS
BIOTITA	MINETA	KARSANTITA	ALNOITA
AUGITA Y HORNBLENDA	VOGESITA	ESPERSANTITA ODINITA	ALNOITA
Px ALCALINOS Y/O ANFIBOLES	MINETA-SODA	CAMPTONITA	MONCHIQUITA

Tabla 2. Tabla de clasificación de los diques lamprófidos.
Tomada de Winkler (1976).

YACIMIENTOS MINERALES

Los minerales que constituyen depósitos de interés económico y que fueron reconocidos en este trabajo son de manera general: magnesita ($MgCO_3$) y magnetita (FeO). No se descarta la posibilidad de la presencia de otros minerales en buena concentración generalmente asociados a este ambiente tectónico (metamorfismo regional de rocas ultramáficas), como son la cromita, níquel, cobalto, platino y la familia de las tierras raras.

IV.1. YACIMIENTOS DE MAGNESITA

Existen algunos denuncios por este mineral y ha sido explotado, a cielo abierto, de manera rudimentaria e irregular; por personas extranjeras y sin permiso del gobierno mexicano (Escuela Superior de Guerra, 1948). Los alforamientos de magnesita están bien localizados y tienen una amplia distribución en toda el área, siendo su presencia mas frecuente en la región costera que está localizada hacia Bahía Magdalena (Fig. 13).

El mineral de magnesita es de color blanco mate con tonalidades amarillentas, con aspecto reniforme (o de coliflor) y fractura concoidal (Foto. 32). Se intemperiza con relativa facilidad produciendo estructuras con aristas afiladas y bordes cortantes.

Sólo se tiene un reporte sobre evaluaciones metalúrgicas de estos yacimientos, en el que fueron reportados valores de 99.36% de $MgCO_3$, además de 0.43% de $CaCO_3$ y 0.21% de Sesquióxido de fierro (González Reyna, 1946). Tomando como base los valores de González Reyna es posible establecer una correlación con otros depósitos de estas localidades con características similares. Así tenemos que Altamirano en 1975 reporta análisis químicos de este mineral con valores de 86.37% en $MgCO_3$ y 2.50% de $CaCO_3$ y el resto distribuido entre algunas impurezas; para un yacimiento muy similar en la Península de Vizcaíno. Mientras que Orozco Sánchez en 1987 reporta un contenido del 90% de $MgCO_3$, sin considerar mas minerales para otra localidad del mismo yacimiento.

La forma de ocurrencia de la magnesita es en relleno de vetas constituyendo depósitos del tipo stock-work (enrejado). El espesor de las vetas varía desde algunos centímetros hasta decenas de ellos (0.02 m 0.30 m). Estas vetas son internamente muy irregulares y no conservan su espesor, formando complicadas estructuras reticuladas en las que es posible observar una intersección entre una y otra estructura, siendo imposible identificar un patrón estructural bien predominante (Foto. 33).

Los yacimientos de magnesita están emplazados en las rocas ultramáficas serpentinizadas que conforman la parte basal del complejo ofiolítico. De esta manera solo es posible tener evidencia de ellos cuando forman ventanas estructurales por el

adelgazamiento de las rocas que las sobreyacen, esto ocurre en el fondo de los arroyos o en la planicie central, o debido a movimientos tectónicos. De manera general están cubiertos por una delgada capa (de 1.0 a 2.0 m) de sedimentos cuaternarios sin consolidar correspondientes a abanicos aluviales. El espesor total de los yacimientos no se puede determinar con precisión, debido a que su base no está expuesta, aunque han sido inferidos 30 m para los afloramientos y en base a correlación de yacimientos similares ubicados en la localidad de San José de Castro, península de Vizcaíno B.C.S. (Altamirano, 1975 y Orozco Sánchez en 1987). Dentro de esta localidad los autores determinaron espesores de 20 m y 40 m respectivamente para estos yacimientos, por métodos indirectos (geofísica).

El origen de la magnesita está intimamente relacionado al proceso de serpentización, en el cual es determinante la alteración por hidratación de los olivinos contenidos en rocas ultramáficas del tipo dunitas-peridotitas. Esto debido a una participación activa el dióxido de carbono (CO₂) del aire, resultando la formación de magnesita y serpentinas como pseudomorfos del olivino (Augustithis, 1979). Es posible que la formación de magnesita esté relacionada a una reacción del tipo: $2(\text{Mg}_2\text{SiO}_4) + 2(\text{H}_2\text{O}) + \text{CO}_2 \text{ ===== } \text{MgSi}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{MgCO}_3$.

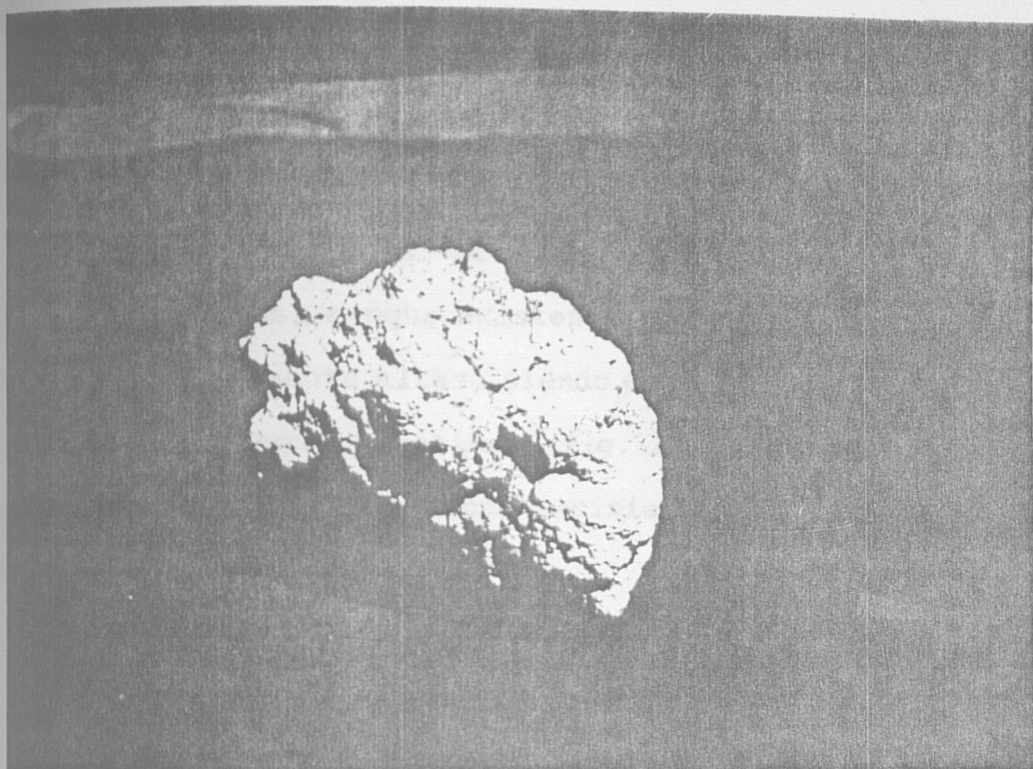


Foto 32. Magnesita en muestra de mano. nótese su aspecto reniforme.

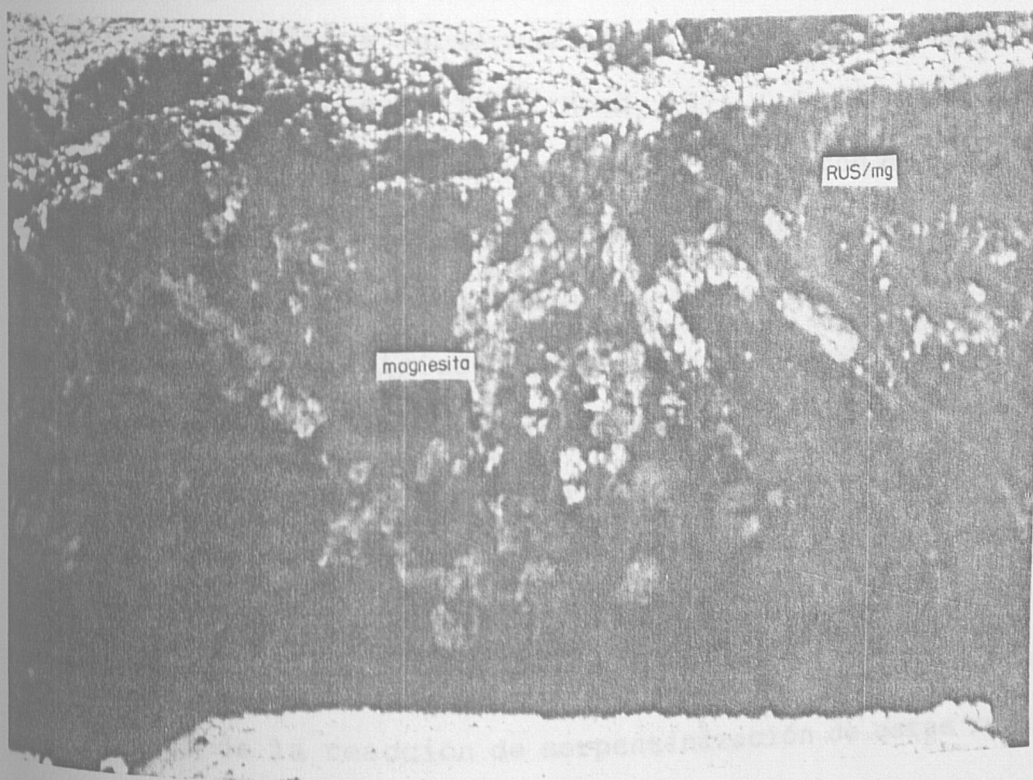


Foto 33. Aspecto del yacimiento de magnesita. con la roca encajonante (RUS/mg) y la gran diversidad de vetas rellenas con magnesita.

IV.2. YACIMIENTOS DE MAGNETITA

Los afloramientos de magnetita presentan una amplia distribución en toda el área cartografiada y con bajas concentraciones, aunque existen pequeñas porciones en las que son particularmente altas, siendo éstas las regiones periféricas de los bloques exóticos (Fig. 13) y otros sitios en los que están concentrados como yacimientos de placer y residuales.

La magnetita presenta características bien definidas: color negro con brillo metálico en cristales sin intemperizar y color café rojizo cuando están intemperizados. Básicamente tiene dos forma de ocurrencia, euhedral (octahedros) y anhedral.

Mediante algunas observaciones de campo y revisiones bibliográficas (Coleman 1971, Moody 1976 y Wicks y Whittaker 1977) ha sido posible localizar los afloramientos de magnetita de ambos tipos. De esta manera, la forma de ocurrencia de la magnetita euhedral es inmersa en un esquisto de clorita parcialmente serpentizado (10%), que forma parte de la zona de contacto en los bloques exóticos, lo que ha sido interpretado como una segregación de la reacción entre el bloque y la roca encajonante (serpentinitas). Mientras que la magnetita anhedral ocurre en las rocas ultramáficas serpentizadas (bastitas) que conforman la parte superior del melange, como un producto de la reacción de serpentización de estas rocas.

Ocorre como cristaloblastos, frecuentemente deformados y alineados en una dirección preferencial.

Los espesores de las rocas en las que ocurre la magnetita tanto euهدral como anهدral son difíciles de estimar debido a que presentan un comportamiento irregular; aunque es posible inferir 2.0 m y cerca de 80 m respectivamente.

Cuando el intemperismo actúa con intensidad sobre la roca encajonante (ultramáfica serpentinizada) y por un tiempo bastante prolongado, los cristales se desprenden de la matriz y quedan in situ formando depósitos de tipo residual o son arrastrados lejos de la roca madre, siendo concentrados en pequeñas depresiones del terreno en donde forman depósitos de placer.

El origen de la magnetita está directamente relacionado con el proceso de serpentización de rocas ultramáficas ya que según Moody (1976), "El hierro originalmente presente en los olivinos o piroxenos se distribuye irregularmente durante la serpentización y entra en solución sólida con minerales de serpentina o brucita, o forma una fase opaca; de las cuales la mas común es la de la magnetita".

CONCLUSIONES

Con base en la información obtenida y analizada, es posible considerar que:

La isla Santa Margarita forma parte fragmental de un complejo ofiolítico de edad Jurásico superior, con cubierta metasedimentaria, representando las rocas mas antiguas de la porción meridional en la Península de Baja California.

El complejo ofiolítico consiste de serpentinitas, pedernales con radiolarios y lavas almohadilladas, concordando como lo que se conoce como la "Trinidad de Steinmann" (Gass, 1982 en Keen and Salisbury, 1989).

La estratigrafía está definida por una secuencia ofiolítica típica con rocas ultramáficas serpentinizadas en la base, sobreyacida por metagabros, un complejo de diques, una secuencia de turbiditas, y depósitos cuaternarios recientes. Se hace referencia que tanto el complejo de diques como la secuencia turbidítica no afloran en el área cartografiada pero han sido consideradas importantes y estudiadas, debido a la extensión que presentan sus afloramientos y a que son complementarias de la estratigrafía regional.

Fu  establecida la estratigrafía para el área cartografiada, quedando ésta definida como un complejo ofiolítico con dos ensambles (de melange y plutónico), siendo subdivididos internamente éstos en litodemas. De esta manera el primero tiene el litodema de matriz que incluye las unidades de rocas ultramáficas serpentinizadas, y el litodema de bloques exóticos que agrupa bloques de pizarras, metagabros, anfibolitas y esquistos azules. El segundo ensamble (plutónico) est  integrado por un litodema de metagabros y otro lampr fido.

Con la conjunción de los trabajos de campo, laboratorio e integración ha sido posible realizar un mapa geológico de la isla así como uno mas detallado para su parte centro oriente, a la vez que se propone una columna estratigráfica general para la isla, y una específica para la región estudiada a detalle.

Los afloramientos de las rocas ultramáficas serpentinizadas, tanto de la unidad superior como inferior, representan la mayor parte del área cartografiada, seguida por las secuencias sedimentarias, el litodema de metagabros y el litodema de bloques exóticos.

Dentro del complejo ofiolítico, hacia su base, destaca la presencia de un melange con matriz de serpentinita, conteniendo

do bloques exóticos de pizarras, metagabros, anfibolitas, y esquistos de glaucófano.

La matriz del melange consiste de rocas duníticas - peridotíticas pertenecientes a la corteza oceánica, serpentinizadas en condiciones de alta temperatura ($>500\text{ }^{\circ}\text{C}$), abundante aporte de agua y ambiente reductor (Moody, 1976).

Ha sido reconocido por lo menos un evento de metamorfismo retrógrado en la mayoría de los bloques de facies anfibolita, esto manifestado por la presencia de epidota alterada a clorita.

La petrografía revela aspectos importantes, como son:

a).- En las rocas ultramáficas serpentinizadas el contenido de serpentinas es alto (80 - 90%) en la base de la unidad y decrece hacia la cima hasta llegar a cerca de 15%, siendo reemplazada por clorita en la misma proporción.

b).- Los metagabros muestran una composición mineralógica homogénea en todas las muestras analizadas, con variaciones en textura solamente (de cristaloblástica a seudoesquistosa).

c).- Las muestras de la unidad de pizarras presentan textura granoblástica, con un alto contenido de cuarzo (28%).

d).- En la unidad de anfibolitas existen diferencias en lo referente a la presencia de granate, ya que en algunas ocasiones llega al 30% y en otras está ausente.

e).- Los esquistos azules presentan una amplia variedad en la composición de sus protolitos, siendo éstos rocas volcánicas, pedernales y areniscas.

La presencia de bloques exóticos de diferentes grados metamórficos (desde esquistos verdes de bajo grado hasta esquistos azules) en el mismo nivel estructural, evidencian un transporte vertical del melange de algunos kilómetros (15 - 25 segun Coleman en 1980).

La estructura de melange reconocida en la cartografía, fué originada por la serpentización de las rocas ultramáficas de la parte superior del manto, durante el proceso de subducción, en un medio de baja concentración de oxígeno, alta disponibilidad de agua y a temperaturas mayores a 500 °C. La serpentización de estas rocas ocasionó un incremento de volumen y decrecimiento en su densidad, provocando un comportamiento plástico de la masa serpentizada y un ascenso dispírico, a través de fracturas en la parte superior de la corteza. Durante su ascenso, el diapiro de serpentinita fractura y disgrega partes de las rocas encajonantes, de las que colecta e integra partes, agregándolas a su propia masa en forma de bloques exóticos; de esta manera continúa hasta llegar a la superficie, donde se desliza bajo efectos de la gravedad (Fig. 16).

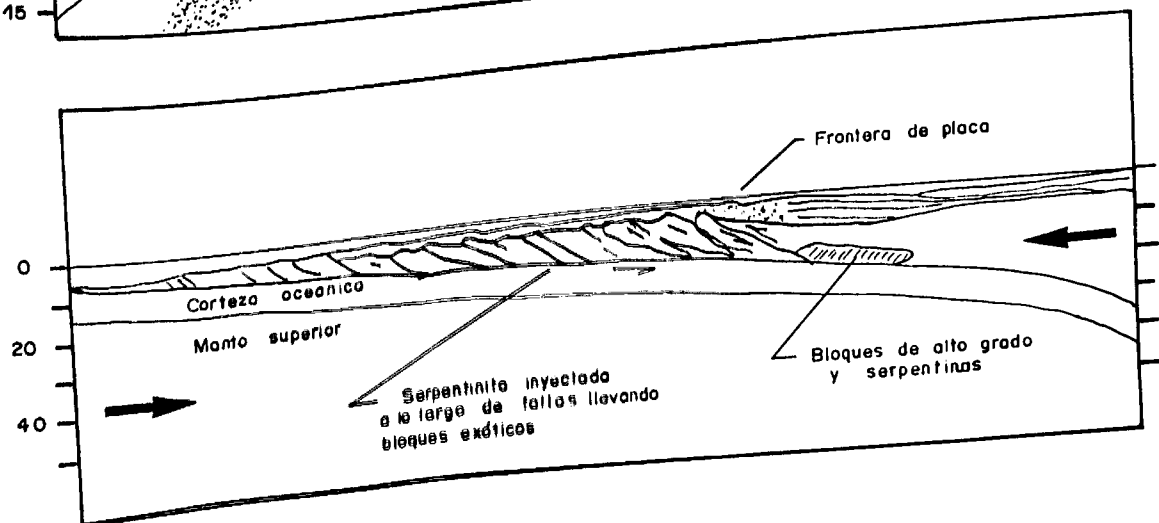
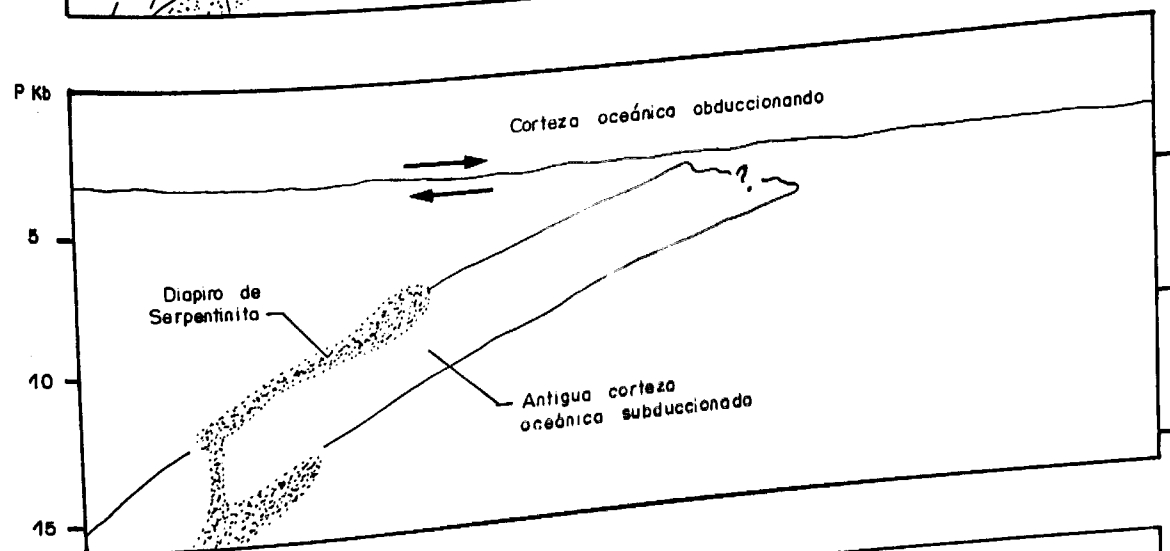
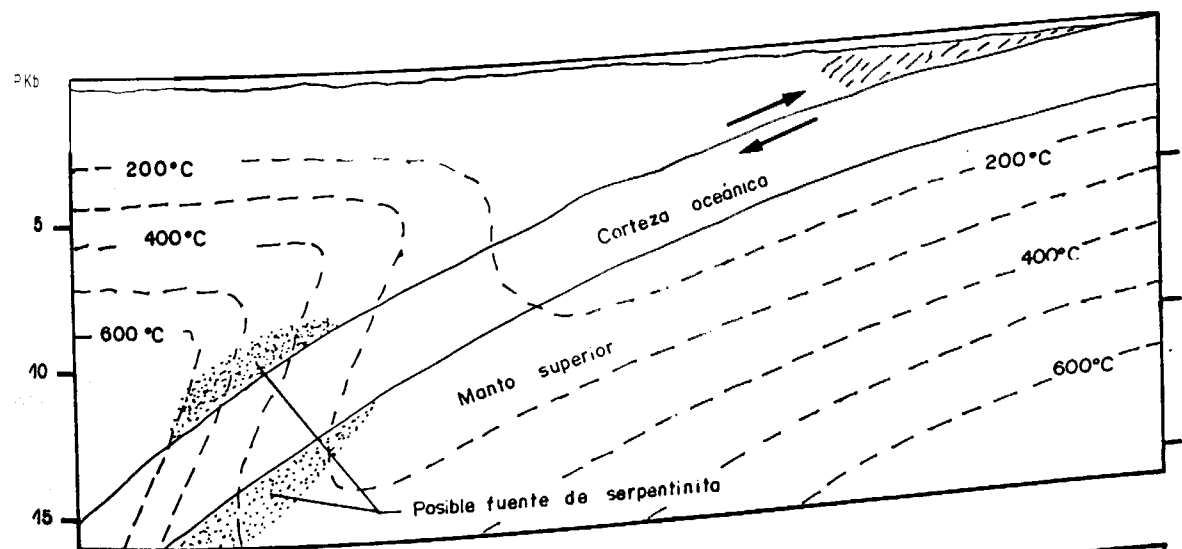


FIG. 16 Modelo para el emplazamiento del melange (Modificado de Moore, 1983)

Existe un evento de extensión, tal vez como el último o único, el que está registrado como fallas normales de todas las escalas. Este evento pudo haber comenzado en el Cretácico tardío, y haber cesado antes de la intrusión de los diques lamprófidos en el Terciario medio.

Estructuralmente las rocas del complejo ofiolítico se comportan como grandes placas separadas por fallas normales de alto ángulo de gran desplazamiento vertical.

RECOMENDACIONES

Durante el desarrollo del trabajo existieron algunas complicaciones, sobre todo en lo referente a la falta de información y apoyo logístico. Estas deficiencias fueron solucionadas de la mejor manera posible, pero quedaron algunos puntos por salvar, los cuales son abordados a manera de recomendaciones; como se exponen a continuación:

-- Cartografiar sistemáticamente la isla a escala 1:50 000, por lo menos, y si es posible a mayor detalle.

-- Establecer la estratigrafía para diferentes puntos de la isla a fin de poder hacer correlaciones entre ellos, y así poder definir la estratigrafía mas precisa para toda la isla.

-- Realizar trabajos con enfoque hacia la geología estructural de la isla, para caracterizarla desde este punto de vista.

-- Hacer dataciones geocronológicas de todas las unidades, para disponer de un mayor número de datos y con esto establecer sus relaciones estructurales, cronológicas y tectónicas.

-- Realizar un estudio geoquímico detallado, tanto de la matriz como de los bloques del melange, para establecer su procedencia y su posible protolito con mayor precisión.

-- Llevar a cabo estudios geoquímicos de las rocas ultramáficas serpentinizadas para prospectar concentraciones importantes de elementos asociados con este tipo de rocas y ambiente metamórfico, como lo es el cromo, platino y el grupo de tierras raras entre otros.

-- Complementar el estudio petrográfico de los ejemplares de cada una de las unidades reconocidas, mediante un estudio que incluya difracción de rayos X y otras técnicas, en cada uno de los ejemplares.

-- Implementar trabajos de geofísica y perforación sobre zonas anómalas, con la finalidad de detectar yacimientos de magnesita, en la planicie central sobre todo. Esto con el fin de establecer correlaciones con los yacimientos ya evaluados en la Península de Vizcaíno (Altamirano, 1975 y Orozco Sánchez, 1987).

-- De ser posible, realizar pruebas metalúrgicas con la magnesita con la finalidad de establecer un horno de calcinación en la propia isla, para su tratamiento primario.

AGRADECIMIENTOS

-- Al mi Universidad (UABCS) y especialmente al Departamento de Geología Marina, por su invaluable caudal de conocimientos transmitidos durante mi tiempo de estadía en ella.

-- Al Departamento de Superación Académica de la U.A.B.C.S. por haberme beneficiado con una beca tesis, de gran ayuda para la realización de ésta.

-- A Richard L. Sedlock por la generosidad con que compartió sus conocimientos sobre ofiolitas y esquistos azules; y por la ayuda logística en gran parte del trabajo de campo.

-- A los Ings. J. Antonio Pérez Venzor, Sergio A. Romero Rojas y Humberto Rojas Soriano por su gran ayuda en la revisión del manuscrito de este trabajo.

-- A todos mis compañeros egresados y aún estudiantes, en especial a Mónica, Paco, Servando y Alberto por su apoyo en todos los aspectos que comprenden la realización de un trabajo como este.

- Coleman, Robert G. (1980). "Tectonics Inclusions in Serpentinities". Arch. Sc. Geneve, Vol. 34, Fasc. 2-3, pp. 89-102.
- Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica, (1984). "Código Estratigráfico Norteamericano, 1983. U.N.A.M.
- Curry, J. R., Moore, D.G. et al. "Tectonics and Geological History of the Passive Continental Margin at the Tip of Baja California" Init. Reprints. DSDP, 64; pp. 1089- 1116. Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Escuela Superior de Guerra, (1948). "Mares e Islas del Pacífico Mexicano", San Jerónimo Lídice, D.F., México.
- Fry, Norman, (1985). "The Field description of Metamorphic Rocks", John Wiley & Sons, New York, U.S.A.
- Gastil, G., Morgan, G. y Krummernacher, D. (1981). "The Tectonic History of Peninsular California". In Ernest, W. G. (Ed.) The Geotectonic Development of California (Rubey vol. 1), Prentice Hall, p.p. 285 - 305.
- González Reyna, Genaro (1956). "Los Depósitos de Magnesita d la Porción Central de la Isla Margarita, Baja California, México". Comité Central para la Investigación de los Recursos Minerales. Boletín 10, 31 pág.

- Hausback, Brian P., (1984). "Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, México, en Frizell, Virgil A., Jr. (ed.), Geology of the Baja California Peninsula, Pacific Section S.E.P.M., 39, 219 - 236.
- INEGI-UNAM, (1984). "Geología de la República Mexicana". Editado por la Secretaría de Programación y Presupuesto.
- Keen, M.J. y Salisbury M. (1989). "Serpentine Seamounts of Pacific Fore-arcs drilled by the Ocean Drilling Program: Dr. Hess would be pleased. Geoscience Canada, volume 16, Number 3.
- Lockwood, John P. (1972). "Possible Mechanisms for the Emplacement of Alpine - Type Serpentinite". The Geological Society of America, Inc. Memoir 132, pp. 273-287.
- Lozano, F. (1976). "Evaluación Petrolera de la Península de Baja California". México, Bol. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. 27, Nos. 4 - 6, p.p. 106 - 303.
- Maekawa, Hirokazu (1988). "Two Modes of Mixing of Biei Ophiolitic Melange, Kamuikotan Blueschist Belt, Japan". Journal of Geology, vol. 97, p. 93-108.
- Makenzie, D.P. y Morgan, W. J. (1969). "Evolution de Triple Junctions". Nature, vol. 224, p.p. 125 - 133.

- Miller, Robert B. (1985). "The Ophilitic Ingalls Complex, North-Central Cascade Mountains, Washington". Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 27-42.
- Mina, F. (1956). "Bosquejo Geológico de la Parte Sur de la Península de Baja California". Excursión A - 1 del XX Congreso Geológico Internacional, México, p.p. 11 - 42.
- Miyashiro, Akiho (1973). "Metamorphism and Metamorphics Belts", George Allen & Unwin.
- Moody, Judith B. (1976). "Serpentinization: a review". Lithos 9, 125-138.
- Moore, Diane E. (1983). "Metamorphic History of a High Grade Blueschist Exotic Block from the Franciscan Complex, California". Journal of Petrology, vol. 25, part. 1, pp. 126-150.
- Moore, Thomas E. (1986). "Petrology and Tectonics Implications of the Blueschist-bearing Puerto Nuevo Melange Complex, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico". Geological Society of America, Memoir 164, pág. 43-58.
- Moore, E.M. y Vine F.J. (1988). "Alpine Serpentinites, Ultramafic Magmas, and Ocean - Basins Evolution: The Ideas of H.H.Hess". Geological Society of America Bulletin, v. 100, p.1205-1212, 6 figs., Agosto.

- Nelson, E. W. (1921). "Lower California and its natural resources". National Academy of Sciences. Memoirs 16, pt. 1, 194 pág.
- Orozco Sánchez, Manuel D. (1987). "Informe de la Visita a los Yacimientos de Magnesita de San José de Castro, Mpio. de Mulegé, Estado de Baja California Sur". Consejo de Recursos Minerales, Subdirección Técnica. México, D.F.
- Rangin, Claude. (1974). "Evidence for Superimposed and Collision Processes During Jurassic - Cretaceous Time Along Baja California Continental Borderland". Baja California Geology.
- Rangin y Carrillo (1978). "Le Complexe Ophiolitique a Affinite Franciscaine des Iles Margarita - Magdalena (Baja California Meridionale); une croûte paleoceanique obductee". Societe Geologique de France, Bulletin, series 7, 20 (2), suplemente, p. 55-56.
- Sedlock, Richard L. (1988). "Tectonic Setting of Blueschist and Island - Arc Terranes of West Central Baja California, México". Geology, v. 16, p. 623-626, Julio.
- Spencer, J. E. y Normark, W.R. (1979). "The Neogene Tosco-Abreojos Strike-Slip Fault within the Pacific Margin of Southern Baja California, México". Geological Society of America, 11 (3), pág. 129.

- Spencer, J. E. y Normark, W.R. (1979). "Tosco-Abreojos Fault Zone; a Neogene Transform Plate Boundary within the Pacific Margin of Southern Baja California, México". *Geology*, 7 (11), pág. 554-557.
- Vivar, Gonzalo, (1934). "Informe acerca de las aguas del subsuelo en la planicie costera de Baja California, al norte de Bahía Magdalena". *Irrigación en México*, vol. VIII, núm. 3, pp. 158-81, México.
- Wicks, F.J. y Whittaker, E.J.W. (1977). "Serpentine Textures and Serpentinization". *Canadian Mineralogist*, vol. 15, pp. 459-488.
- Winkler, Helmut, G.F. (1979). "Petrogénesis of Metamorphic rocks", Springer-Verlag, New York, U.S.A.

ANEXO A

-- **Tablas de contenidos mineralógicos porcentuales para las
diferentes unidades**

CLA- VE	CLASIFICACION	MINERALES EN % ESTIMADOS			
		CARBONATO	CLORITA	OPACOS	SERPENTINAS
A8	SERPENTINITA	5	10	5	80
B2	SERPENTINITA	5	75	5	15
C9	SERPENTINITA		10	10	80
C12	SERPENTINITA		5	5	90
C21	SERPENTINITA	15	15	10	60

Tabla 3 Contenidos mineralógicos porcentuales para el litodema de la matriz, en las muestras seleccionadas para petrología a detalle.

CLA- VE	CLASIFICACION	MINERALES EN % ESTIMADOS								
		CLOR	QTZ	EPID	ESF	HB	OPAC	PLAG	ZOIS	TREM
B13	METAGABRO		30	15		20	5	30		
C5	METAGABRO	5	60	10			5	20		
C8	METAGABRO	20	20			5	15		10	15
C17	METAGABRO	15	10	20	5	40		10		
C30	METAGABRO	10	55	10				10		15

Tabla 4 Contenidos mineralógicos porcentuales del litodema de metagabros, en las muestras seleccionadas para petrografía a detalle.

CLAVE	CLASIFICACION	MINERALES EN % ESTIMADOS					
		BIOT	CALC	CLO	QTZ	OBSC	PLAGIOCL
D7	PIZARRRA	15	10	7	28	15	23

Tabla 5 Contenido mineralógico porcentual de la unidad de pizarras, en una muestra seleccionada para petrografía a detalle.

CLA- VE	CLASIFICACION	MINERALES EN % ESTIMADOS								
		CL	QTZ	EP	GRAN	HB	OPACO	PLG	SID	ZOIS
A12	ANF. DE GRAN.	10	5	5	30	35		5	5	
B4	ANF. DE GRAN.	30		10	20	35	5			
B8	ANFIBOLITA	35	5			45	5		5	5
C6	ANFIBOLITA		5	20		45	5	5	15	5
C18	ANFIBOLITA	5	10	20		45		5	10	5
C19	ANF. DE GRAN.	15	5	15	10	40	5	5	5	

Tabla 6 Contenidos mineralógicos porcentuales de la unidad de anfibolitas, en las muestras seleccionadas para petrografía a detalle.

CLA- VE	CLASIFICACION	MINERALES EN % ESTIMADOS							
		GLAUCOF	STILPN	PLAG	CUARZO	CARB	CLOR	PIR	MO
B1	ESQ. GLAUC.	30	20	5	30		10		5
C23	ESQ. GLAUC.	20	15	10	40		5		10
C26	ESQ. GLAUC.	15	10		45	15	10	5	
C27	ESQ. GLAUC.	25	20	15	35			5	

Tabla 7 Contenidos mineralógicos porcentuales para la unidad de bloques de facies esquistos azules, según las muestras consideradas para petrografía a detalle.

CLA- VE	CLASIFICACION	MINERALES EN % ESTIMADOS						
		AUG	BIOT	CLOR	QTZ	HORNB	OPACOS	PLAG
A3	BASALTO	25	25	5	10	10	5	20
C10	BASALTO	20	25		10	10	5	30

Tabla 8 Contenidos mineralógicos porcentuales para el litodema lamprófico, para las muestras consideradas en petrografía a detalle.

ANEXO B

**-- Gráficas de composición mineralógica porcentual de las unidades
cartografiadas**

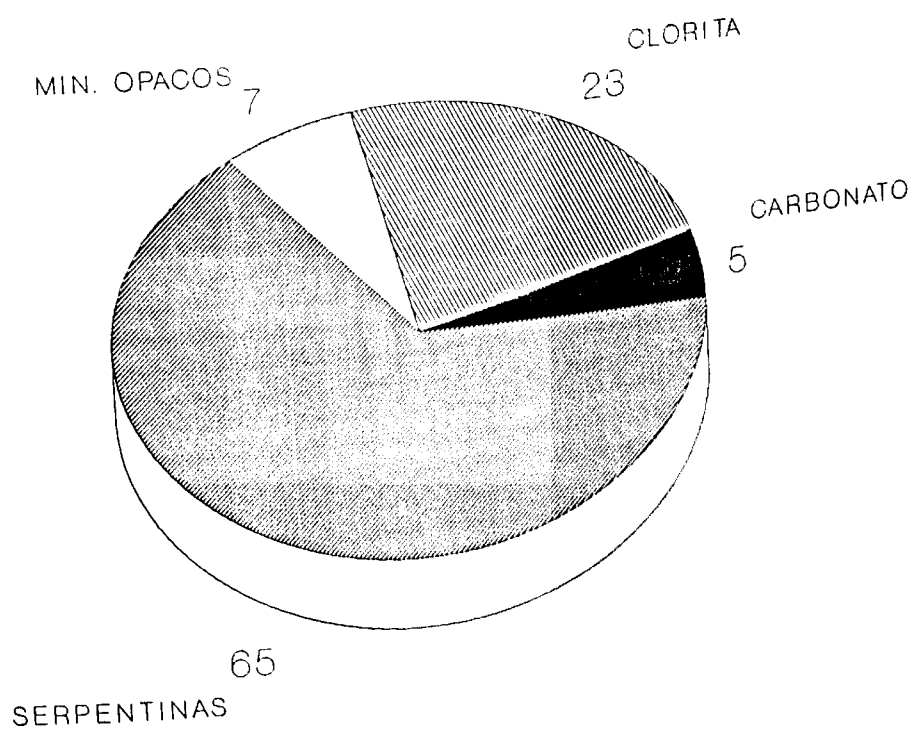


FIG. 1 Composición mineralógica porcentual de las RUS

PROMEDIO DE LAS MUESTRAS A8, B2, C9, C21

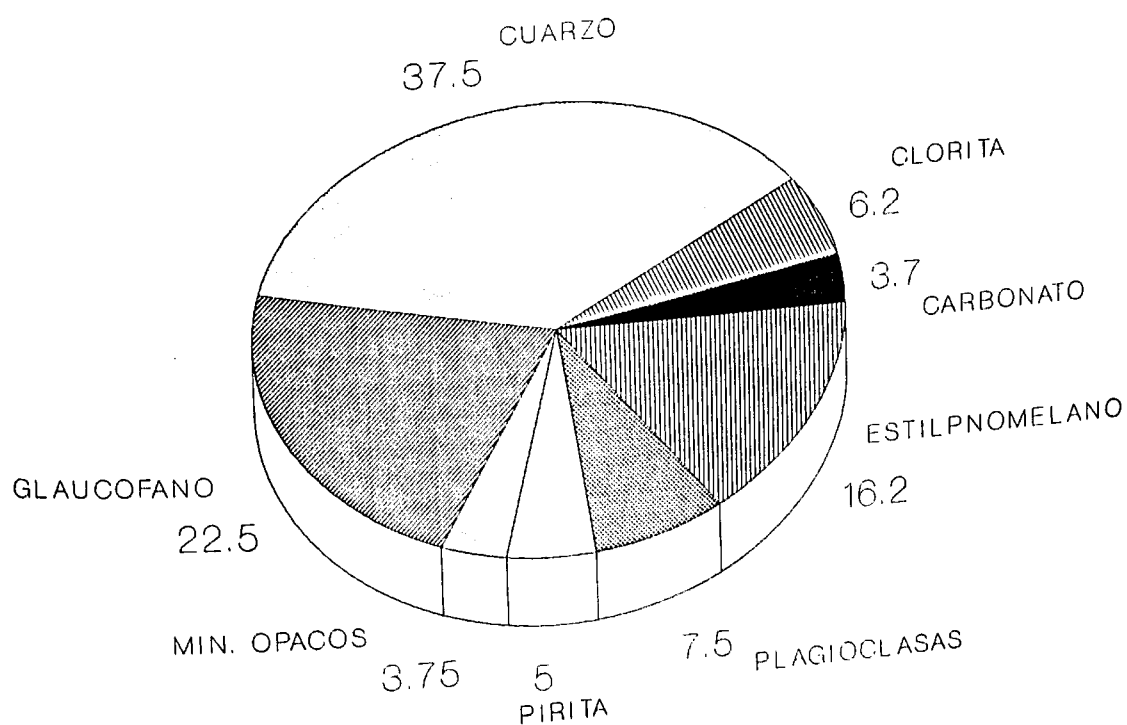


FIG. 2 Composición mineralógica porcentual de esq. azules

PROM. DE LAS MUESTRAS B1, C23, C26, C29

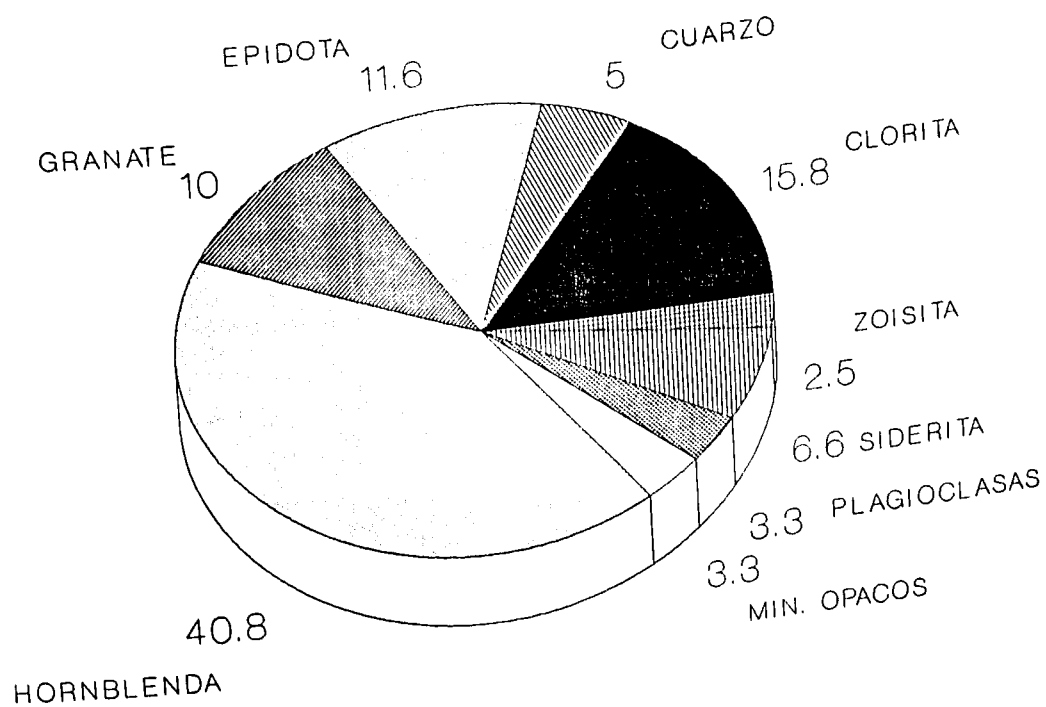


FIG. 3 Composición mineralógica porcentual de anfibolitas

PROM. DE ROCAS A12, B4, B8, C6, C18, C19

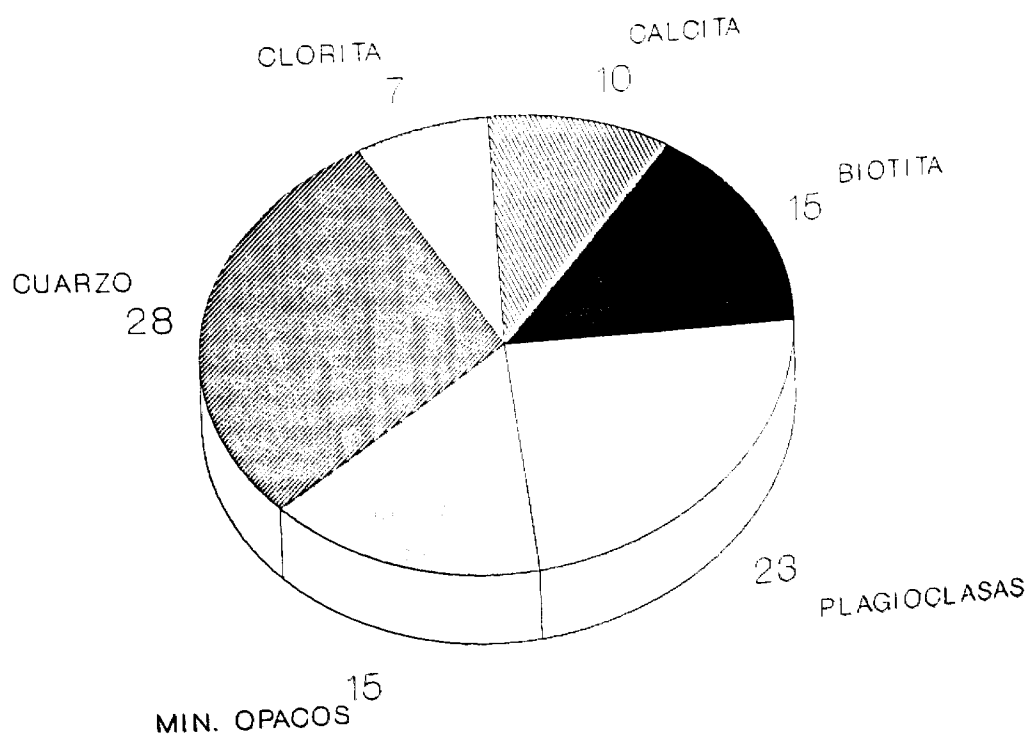


FIG. 4 Composición mineralógica porcentual de las pizarras

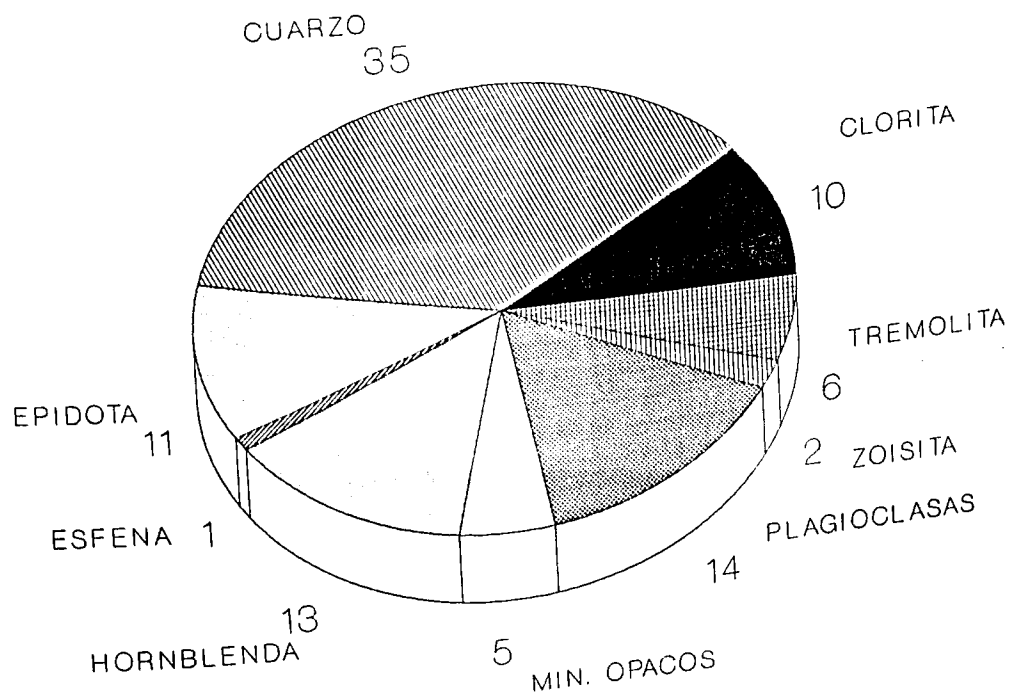


FIG. 5 Composición mineralógica porcentual del metagabro
PROM. DE MUESTRAS B13, C5, C8, C17, C30

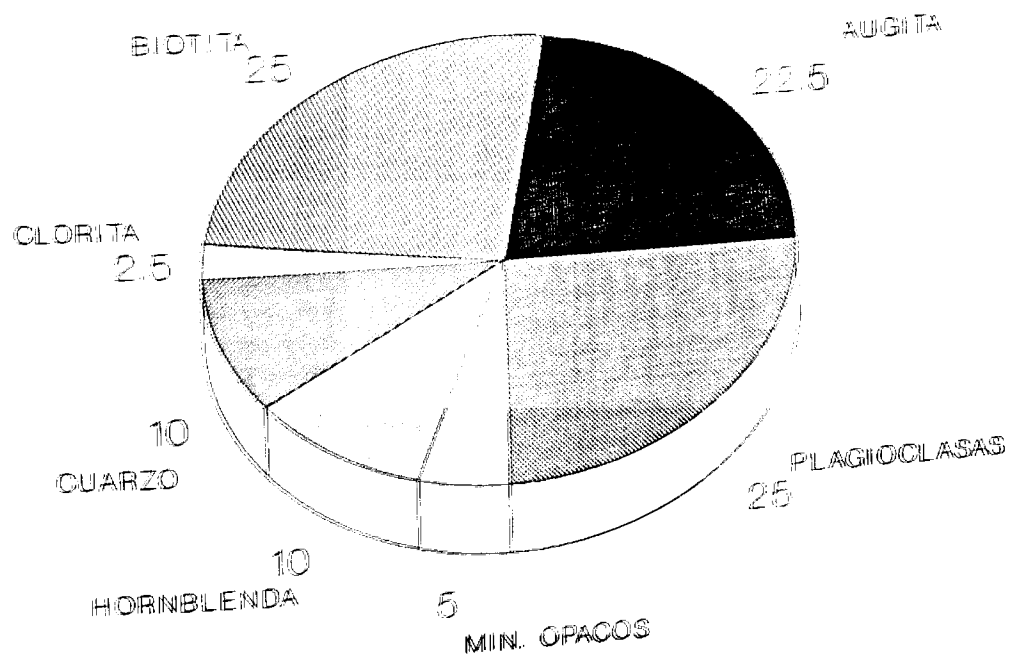


FIG. 6 Composición mineralógica porcentual de lamprofitidos

PROM. DE LAS MUESTRAS A3, C10