

UNIVERSIDAD DE SONORA

Departamento de Geología

**ESTUDIO GEOLOGICO Y MAGNETOMETRICO DEL COMPLEJO
MAFICO-ULTRAMAFICO PUERTO NUEVO EN EL AREA DE
SAN MIGUEL, PENINSULA DE VIZCAINO, BAJA CALIFORNIA SUR**

TESIS

Presentada al Departamento de Geología de la Universidad
de Sonora como requerimiento Parcial para obtener el grado de

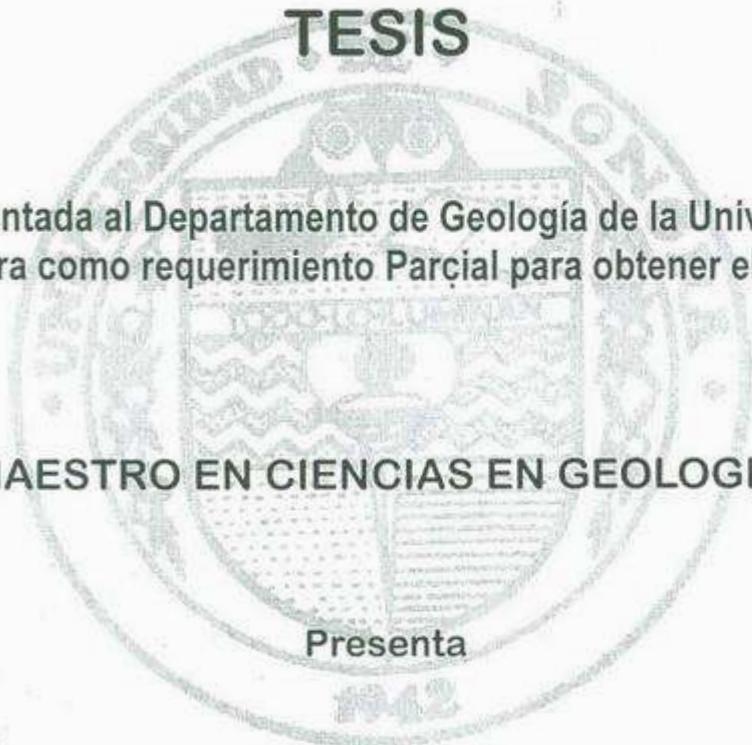
MAESTRO EN CIENCIAS EN GEOLOGIA

Presenta

Teresa de Jesús Castro Leyva

Hermosillo, Sonora

27 de Agosto de 1997



EL SABER DE NUESTROS
FIJOS SU GRANDEZA
BIBLIOTECA DE CIENCIAS
EXACTAS Y NATURALES

Universidad de Sonora

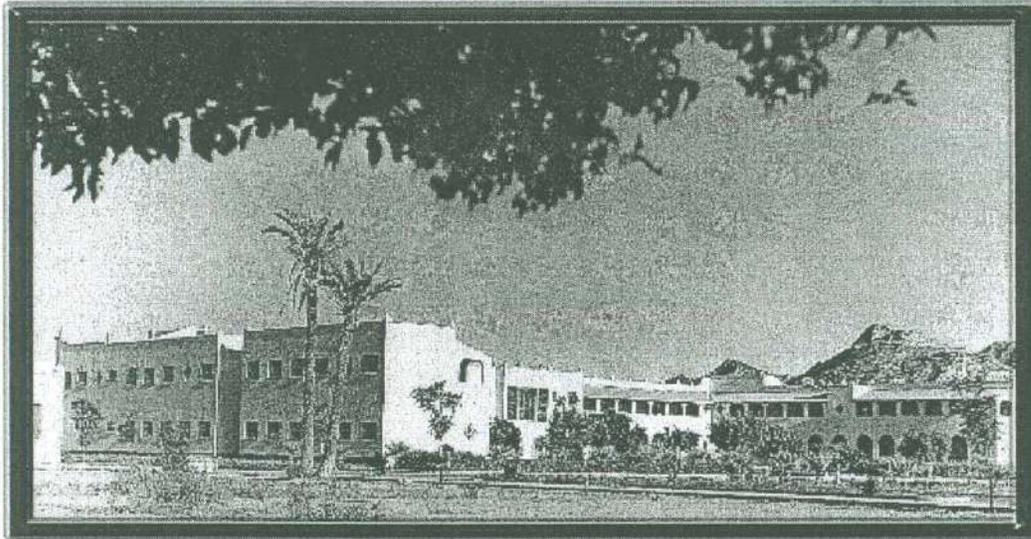
Repositorio Institucional UNISON



**"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"**



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess



AGRADECIMIENTOS

Al M.C. Luis Alberto Delgado Argote le expreso mis más sinceros agradecimientos, por su competente dirección en este trabajo, su apoyo académico, económico y por su valiosa amistad que no pienso olvidar.

Al Dr. Juan García Abdeslem, por asesorarme en una parte de este trabajo, por sus consejos y su siempre cordialidad.

Al Dr. Arturo Martín Barajas, jefe del departamento de geología del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, que siempre me brindó su apoyo.

Al Dr. Francisco Paz Moreno y al Dr. Rogelio Monreal S., de la coordinación del programa de Maestría en Ciencias Geología del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, que me ayudaron incondicionalmente en los trámites para la realización de este trabajo y por su amabilidad.

Al M.C. Efrén Pérez Segura y al M.C. Rafael Rodríguez por participar en el comité de la evaluación como sinodales.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por haberme apoyado económicamente durante la realización de este postgrado.

DEDICATORIA

Con todo mi amor para Norma, la mujer que me dio la vida y siempre me ha apoyado en todas mis decisiones , la mejor que existe sin duda.

Con mucho cariño a mis cinco hermanos, Mirna, Juan, Eduardo, Mario y Ana.

A la criatura más importante en mi vida Ainhoa, mi pequeña hija.

A mi querido esposo Alfredo

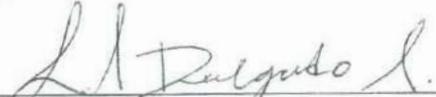
Con mucho cariño para mi amigo Luis Delgado

A la memoria de Guillermo Rubio

Resumen de la tesis que presenta Teresa de Jesús Castro Leyva como requisito parcial para obtener el grado de MAESTRO EN CIENCIAS-GEOLOGÍA. Hermosillo, Sonora México. Agosto de 1997.

ESTUDIO GEOLÓGICO Y MAGNETOMÉTRICO DEL COMPLEJO MÁFICO-ULTRAMÁFICO
PUERTO NUEVO EN EL ÁREA DE SAN MIGUEL, PENÍNSULA DE VIZCAÍNO, BAJA
CALIFORNIA SUR.

Resumen aprobado por:


MC. Luis Alberto Delgado Argote
Director de Tesis

El Complejo máfico-ultramáfico Puerto Nuevo aflora en la parte central de la Península de Vizcaíno, al noroeste de Baja California Sur. Está constituido esencialmente por un miembro gabróico y otro de rocas ultramáficas.

Se realizó un estudio geológico y magnetométrico en el área de San Miguel con la intención de obtener información acerca de las relaciones de contacto de sus miembros así como del mecanismo de emplazamiento y el espesor del miembro de rocas ultramáficas. El estudio geológico consta de una cartografía a escala 1:20,000 y de un análisis estructural a detalle del área. El estudio magnetométrico se realizó aprovechando la alta susceptibilidad magnética que caracteriza a las rocas ultramáficas serpentinizadas en contraste con las rocas encajonantes.

Las rocas ultramáficas que afloran el área de San Miguel característicamente presentan un alto grado de serpentinización (>85%), una intensa foliación y una alta susceptibilidad magnética debida en gran parte al desarrollo de magnetita secundaria al serpentinizarse el olivino. Los minerales del grupo de la serpentina están representados predominantemente por lizardita y en menor proporción por crisotilo y antigorita. Del reconocimiento de pseudomorfos y bastitas se propone, que los protolitos ultramáficos son harzburgita, lherzolita y dunita.

El patrón de fallamiento dominante en la zona es de desplazamiento lateral y parece no estar relacionado con el emplazamiento de este fragmento de ofiolita, sino más bien a los sistemas trastensionales del Terciario Tardío.

Del modelado del perfil de datos magnéticos se identificó la presencia de un cuerpo de rocas ultramáficas fuertemente magnético a profundidad con un valor de susceptibilidad magnética del orden de los 500×10^{-6} cgs/cm³, que es hasta cuatro veces superior a la de las rocas ultramáficas que afloran en superficie. El espesor que se estima para el miembro de rocas ultramáficas es del orden de los 1,000 m.

Conjuntando los resultados del estudio geológico y del magnetométrico se explica la intrusión forzada diapírica del cuerpo de rocas ultramáficas debida al efecto combinado del aumento de volumen y la pérdida del 34% de la densidad de las rocas ultramáficas durante la serpentinización.



EL SABER DE NUESTROS DÍAS
HACIA SU GRANDEZ
BIBLIOTECA DE CIENCIAS
EXACTAS Y NATURALES

	Pag.
INTRODUCCIÓN	1
I. GEOLOGÍA	4
I.1. Geología regional	4
I.1.1. Antecedentes	4
I.1.2. Ambiente tectónico regional	6
I.1.3. Estratigrafía y evolución tectónica de la Península de Vizcaíno	7
I.2. Descripción geológica del área de San Miguel	14
I.2.1. Estratigrafía	14
II. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LAS UNIDADES DE LA OFIOLITA PUERTO NUEVO	27
II.1. Petrografía de las rocas ultramáficas	27
II.1.a. Texturas de serpentinización	29
II.1.b. Harzburgita	30
II.1.c. Lherzolita	32
II.1.d. Dunita	32
II.2. Petrografía rocas gabróicas	34
II.2.a. Gabro	35
II.2.b. Gabronorita	38
II.2.c. Norita con clinopiroxeno	38
II.3. Petrografía de los diques y sills	39
II.3.a. Diques y sills de diabasa	39
II.3.b. Sills de cuarzomonzonita	41

III. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	43
III.1. Descripción de las fallas	43
III.2. Análisis estructural y relación tectónica del fallamiento	46
III.3. Rasgos estructurales de la Ofiolita Puerto Nuevo en el área de San Miguel	50
IV. MAGNETOMETRÍA	50
IV.1. Susceptibilidad magnética (K)	53
IV.2. Adquisición y corrección de datos	57
IV.3. Modelado del perfil A-A'	62
V. CONCLUSIONES	67
BIBLIOGRAFÍA	70



EL SABER DE MIS HIJOS
HARA MI GRANDEZA
BIBLIOTECA DE CIENCIAS
EXACTAS Y NATURALES

ESTUDIO GEOLÓGICO Y MAGNETOMÉTRICO DEL COMPLEJO
MÁFICO-ULTRAMÁFICO PUERTO NUEVO EN EL ÁREA DE SAN MIGUEL,
PENÍNSULA DE VIZCAÍNO, BAJA CALIFORNIA SUR.

INTRODUCCIÓN

El estudio de los complejos máfico-ultramáficos, ha contribuido en la definición de límites de terrenos tectonoestratigráficos. La historia de su cristalización y emplazamiento generalmente está oscurecida por fenómenos de deformación y metamorfismo, por lo que la interpretación del ambiente de formación de estos complejos es controvertido. Sin embargo, el apoyo de la interpretación geológica con estudios geofísicos, paleomagnéticos y geoquímicos, a permitido que se conozca cada vez más acerca de su naturaleza.

En el margen occidental de Norteamérica se han identificado secuencias máfico-ultramáficas que, hasta ahora, han sido interpretadas como fragmentos acrecionados de cuencas marginales y de arcos de islas que bordeaban al cratón de Norteamérica durante el Mesozoico (Rangin, 1978; Gastil *et al.*, 1978). Como parte de estos fragmentos acrecionados, se han reconocido en la Península de Vizcaíno dos secuencias del Triásico Superior: El Complejo máfico-ultramáfico Puerto Nuevo hacia el norte (Moore, 1983; Castro-Leyva, 1992) y la Ofiolita La Costa hacia el sur (Moore, 1983). En este trabajo comúnmente se utiliza el nombre de Ofiolita Puerto Nuevo en lugar del Complejo máfico-ultramáfico Puerto Nuevo. Debido a que estas secuencias no son correlacionables estratigráfica y cronológicamente con las del norte de California, han sido tratadas por Coney *et al.* (1980) como un terreno distinto (Terreno Vizcaíno).

Con el objeto de interpretar la evolución tectónica de este terreno complejo, se han realizado diferentes estudios geológicos en la región de la Península de Vizcaíno, entre los que se incluyen los de Mina (1957), Gastil *et al.* (1975), Rangin (1978), Kimbrough (1982), Moore (1983), Baldwin y Harrison (1992), Castro-Leyva (1992) y Sedlock (1988). Con el

mismo interés, Riveroll (1978) realizó estudios geofísicos en la Bahía de Sebastián Vizcaíno y en la costa occidental de Isla de Cedros.

A pesar de los numerosos estudios geológicos que se han desarrollado en la Península de Vizcaíno, pocos de ellos se han ocupado de las rocas de las secuencias máfico-ultramáficas. Hasta ahora, la mayor parte de estos trabajos han presentado interpretaciones tectónicas basadas en observaciones a gran escala, donde no se ha contemplado la deformación interna, geometría y espesor de las secuencias ofiolíticas.

De acuerdo con lo anterior, este trabajo se planteó con la finalidad de presentar un estudio geológico a detalle de las rocas de la secuencia ofiolítica Puerto Nuevo en el área de San Miguel, apoyado por un estudio magnetométrico que nos permitiera, mediante el modelado de un perfil, realizar una estimación del espesor de las rocas ultramáficas en esta zona. En el estudio geológico se describen las relaciones de contacto entre el miembro gabróico y el miembro de rocas ultramáficas de la ofiolita, así como entre éstos y el resto de las unidades litológicas que afloran en el área. También se efectuó un análisis estructural del fallamiento de la zona y de las tendencias estructurales observadas en algunos miembros de la ofiolita. El levantamiento magnetométrico se realizó aprovechando la alta susceptibilidad magnética que caracteriza a las rocas ultramáficas serpentinizadas, al producir magnetita secundaria durante la serpentización del olivino.

Para una mejor presentación, este manuscrito está estructurado de la siguiente forma:

Partiendo de los trabajos previos, se presenta una descripción de la evolución tectónica y de la estratigrafía de las secuencias del Mesozoico que se han reconocido en la Península de Vizcaíno. Posteriormente, se hace una descripción con más detalle de la estratigrafía del área de San Miguel, donde se le ha dado énfasis a las rocas de los miembros de la ofiolita.

Enseguida, se presenta la descripción y el análisis petrográfico de 25 muestras representativas de los afloramientos del área de San Miguel y se interpreta la mineralogía de los protolitos probables para las rocas ultramáficas serpentinizadas con base en el

reconocimiento de bastitas y pseudomorfos, siguiendo los criterios propuestos por Wicks y Whittaker (1977).

Como parte de la interpretación geológica de la zona, se efectuó el análisis de los principales patrones estructurales de la zona, a partir de mediciones realizadas en el campo. El análisis consistió en la interpretación del fallamiento utilizando el programa público de Sperner *et al.* (1993).

Una vez presentado el estudio geológico-estructural del área de San Miguel, se analizan los datos magnéticos obtenidos del levantamiento en la zona, basado en 6 caminamientos. Se presentan los resultados obtenidos de la medición de susceptibilidad magnética de las 25 muestras colectadas y la metodología utilizada durante la prospección magnetométrica. A partir de mapas de contornos de anomalías magnéticas residuales, con apoyo en los resultados de medición de susceptibilidad magnética y de la interpretación geológica, se efectuó un modelado bidimensional de un perfil que reunía el mayor número de datos. Del modelo obtenido, se presentan las relaciones geométricas a profundidad entre los miembros del Complejo máfico-ultramáfico Puerto Nuevo a lo largo del perfil.

CAPÍTULO I

GEOLOGÍA

En este capítulo se describe la estratigrafía y la evolución tectónica de las secuencias mesozoicas que afloran en la Península de Vizcaíno, donde se localiza el área de San Miguel. Para facilitar su presentación, este capítulo se ha dividido en dos subcapítulos tomando como base la escala del enfoque de la descripción. A nivel regional se presenta y se discuten los antecedentes geológicos, tectónicos y los rasgos batimétricos que nos ayudan a interpretar la evolución tectónica del margen peninsular. A nivel local, se describe la estratigrafía y las relaciones estructurales de las secuencias asociadas a las rocas de la Ofiolita Puerto Nuevo en el área de San Miguel.

I.1. GEOLOGÍA REGIONAL

I.1.1. Antecedentes

La región de la Península de Vizcaíno se localiza en la porción noroeste del Estado de Baja California Sur. Constituye gran parte del terreno Cochimí (Figura 1), descrito por Sedlock *et al.* (1993) y limita hacia el este con el terreno Yuma, representado por la secuencia del arco volcánico Alisitos del Cretácico Inferior.

Este terreno forma un estrecho y discontinuo cinturón costero que incluye a las islas San Benito y Cedros. Está litológicamente formado por rocas sedimentarias y volcanosedimentarias de ambiente de arco de isla, así como por cuerpos ofiolíticos y otras rocas metamórficas del Mesozoico.

La historia geológica de las islas de la región de la Península de Vizcaíno es similar a la del margen oeste de California (Jones *et al.*, 1976; Rangin, 1978 y Harper, 1980). Rangin (1978) y Gastil *et al.* (1978) interpretaron que estas secuencias del sistema Cordillerano,

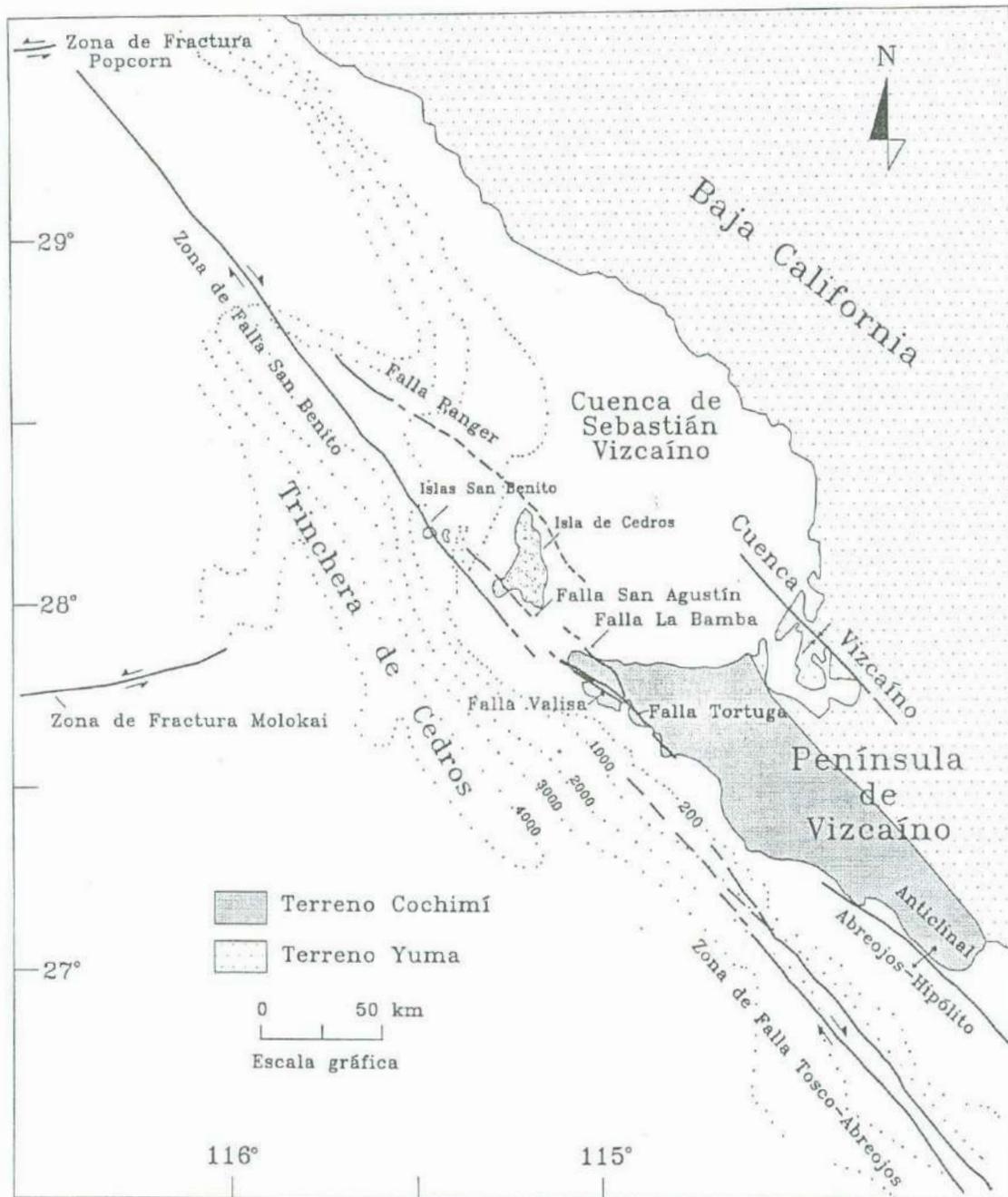


Figura 1. Batimetría, principales rasgos estructurales (modificado de Kimbrough, 1985) y localización de los terrenos tectonoestratigráficos (Sedlock *et al.*, 1993) en la región de la Península de Vizcaíno.

representan fragmentos acrecionados de cuencas marginales y de arcos de islas que bordeaban al cratón de Norteamérica durante el Mesozoico.

Para las secuencias del Jurásico Medio e Inferior de las islas San Benito y Cedros se ha establecido una correlación cronológica y litológica con respecto a las de la secuencia Great Valley y del cinturón Franciscan del norte de California (Jones *et al.*, 1976; Rangin, 1978; Kimbrough, 1982; Baldwin y Harrison, 1992), representadas por melanges sedimentarios. Sin embargo, esta correlación no es válida para las secuencias pre-titonianas de la Península de Vizcaíno, ya que las unidades estratigráficas de la península son más antiguas que las del norte de California. Por esta razón, Coney *et al.* (1980) definieron a las secuencias de la península como un terreno distinto al que denominaron Terreno Vizcaíno (equivalente al Terreno Cochimí de Sedlock *et al.*, 1993), cuya evolución geológica es distinta a la del resto de la región. Este Terreno está formado por una serie de unidades acrecionadas tectónicamente durante el Mesozoico y el Cenozoico. Hacia el oriente, el contacto entre el Terreno Vizcaíno y el Batolito Peninsular (Terreno Yuma de Sedlock *et al.*, 1993) está totalmente cubierto por los sedimentos del Desierto Vizcaíno, mientras que hacia el norte, el límite con las series de Isla de Cedros está sepultado en la cuenca de la Bahía de Sebastián Vizcaíno (Figura 1).

I.1.2. Ambiente tectónico regional

Aunque el margen occidental de la Península de Vizcaíno es aparentemente inactivo, tectónicamente se preservan rasgos batimétricos que atestiguan la existencia de una paleozona de subducción al WNW (Atwater, 1970; Riveroll, 1978). Esta estructura de fosa, paralela a la pendiente continental de Isla de Cedros, se muestra en el mapa de la Figura 1; su profundidad es de 4,000 m y se le conoce como trinchera de Cedros (Riveroll, 1978). Su rumbo es N30°W y su longitud es de más de 250 km con una anchura aproximada de 15 km. Con base en estudios magnéticos del piso oceánico, Lonsdale (1991) propuso que la

trinchera de Cedros estuvo activa hasta el Mioceno Medio (~ 13 Ma), período en el cual cesó la subducción de la placa Guadalupe (Figura 2).

Como resultado del movimiento de la captura de una fracción de la placa Norteamérica durante el Neógeno, se desarrollaron los sistemas de falla San Benito y Tosco-Abreojos (Figuras 1 y 2). La zona de falla San Benito se desarrolló aproximadamente a 400 km al sur del punto triple formado por las placas Pacífico-Norteamérica-Guadalupe, justo antes de que cesara la subducción de la placa Guadalupe (Lonsdale, 1991). Spencer y Normark (1979) propusieron que el nacimiento de la zona de falla Tosco-Abreojos tuvo lugar entre 14 y 12 Ma, después de haber cesado la subducción de la placa Guadalupe, al noroeste del punto triple formado por las placas Pacífico-Cocos-Norteamérica. Esta zona de falla se extiende a lo largo del margen peninsular por más de 800 km en forma continua (Figuras 1 y 2), cuya traza se orienta entre N42°W y N32°W (Spencer y Normark, 1979). El movimiento lateral derecho total calculado por Atwater y Molnar (1973) para este sistema de falla entre 4.5 y 14 Ma es de 272 km.

Con la misma orientación y sentido de desplazamiento que el sistema Tosco-Abreojos, la zona de falla San Benito se extiende desde el noroeste de la Península de Vizcaíno hasta la latitud 29.5° (Figura 1), donde es interrumpida por la zona de fractura Popcorn (Cohen *et al.* 1963). A pesar de su aparente continuidad, de acuerdo con Spencer y Normark (1979), no existen datos estructurales y batimétricos que permitan conectar a la zona de falla Tosco-Abreojos con la zona de falla San Benito.

I.1.3 Estratigrafía y evolución de la Península de Vizcaíno

El basamento de la Península de Vizcaíno está representado por fragmentos de corteza tipo oceánica del Mesozoico Temprano. Hacia el norte se encuentra el complejo ofiolítico Puerto Nuevo (Moore, 1983; Barnes, 1984 y Castro-Leyva, 1992) y hacia el sur la

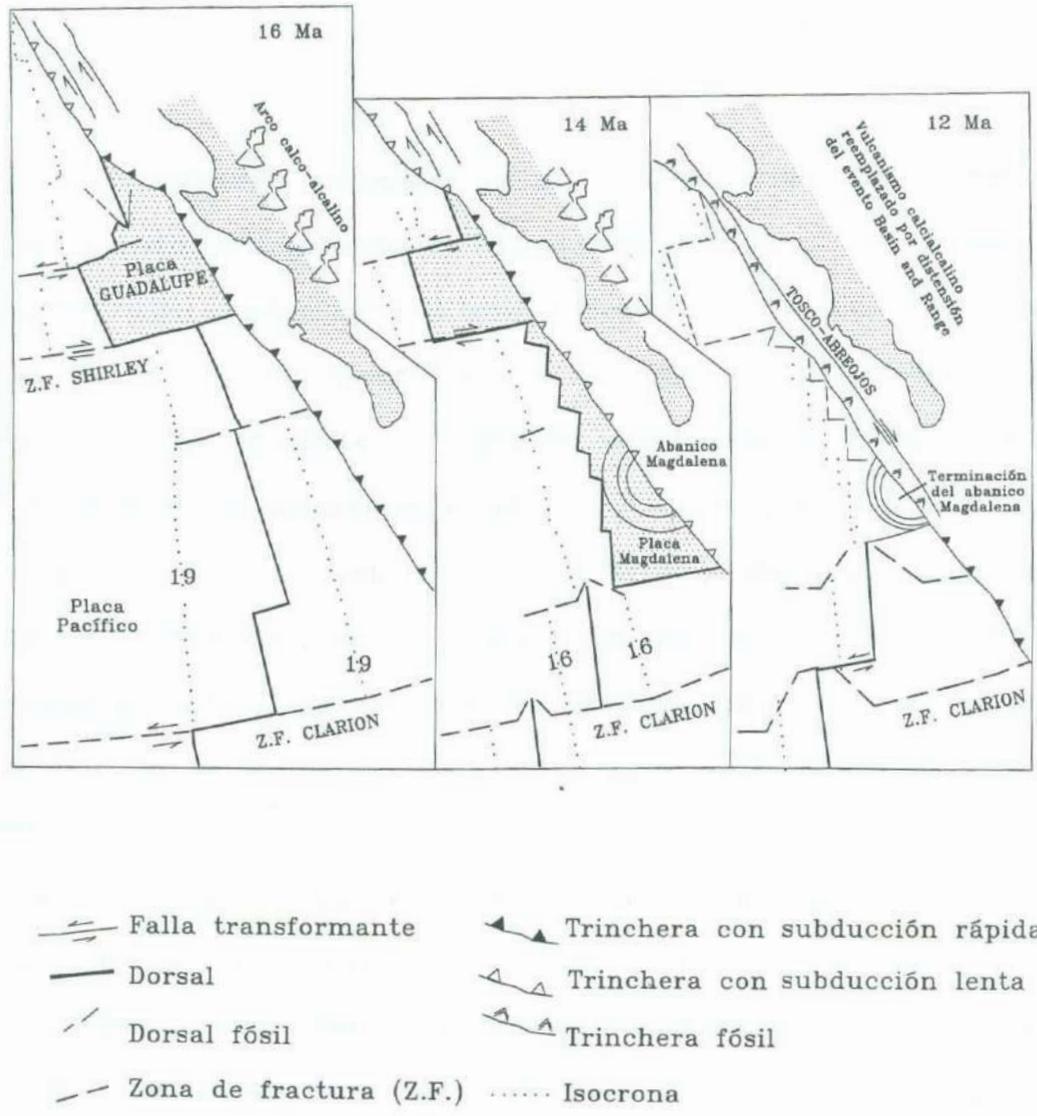


Figura 2. Evolución tectónica del margen suroeste de la Península de Baja California durante el Mioceno Medio (tomada de Lonsdale, 1991).

volcanoclásticas y en menor proporción, por rocas calcáreas fosilíferas. Con base en las

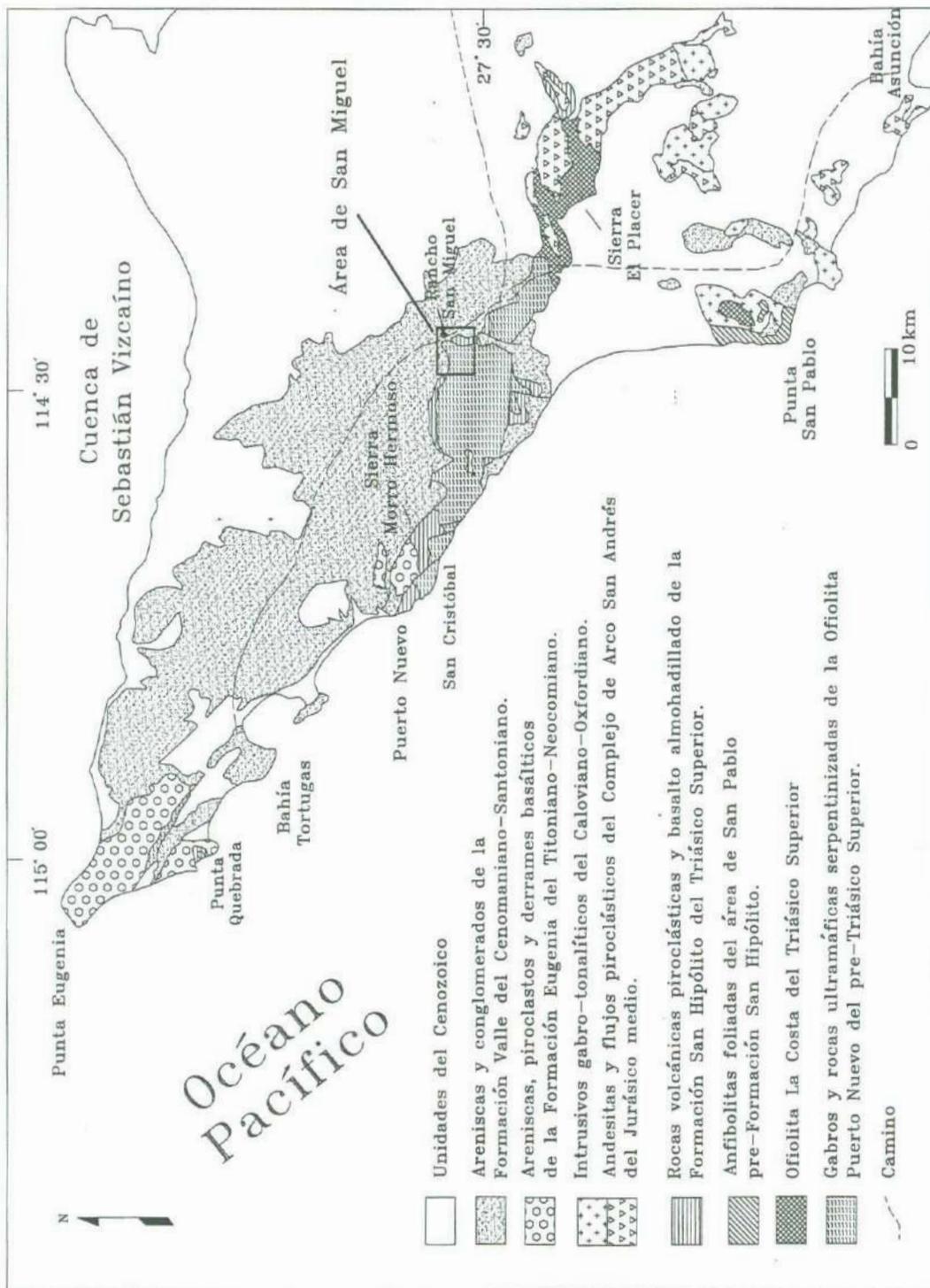


Figura 3. Mapa geológico de la región de la Península de Vizcaíno donde se localiza la zona de estudio. (Modificado de Kimbrough, 1985 y Castro-Leyva, 1992).

edades radiométricas obtenidas de la Ofiolita Puerto Nuevo (Kimbrough, 1982) y en el contenido faunístico de la Formación San Hipólito y los basaltos almohadillados de la Ofiolita La Costa (Finch y Abbott, 1977; Pessagno *et al.*, 1979), se interpreta que ambos fragmentos de naturaleza oceánica se formaron en un ambiente de cuenca marginal, muy próximos al frente activo del arco volcánico representado por la Formación San Hipólito (Kimbrough, 1982; Moore, 1983) del Triásico Superior.

En la parte central de la Sierra El Placer, la Formación San Hipólito está en contacto por falla (Figuras 3 y 4) bajo una serie de rocas volcánicas del Jurásico Medio-Superior llamada Complejo de Arco San Andrés (Rangin, 1978; Moore, 1983 y 1984; Kimbrough, 1982). Este complejo volcánico está formado por derrames de composición andesítica con intercalaciones piroclásticas, intrusionados por diques de gabro-tonalita (Moore, 1983, 1984; Castro-Leyva, 1992). Estas intrusiones fueron datadas mediante los métodos K-Ar y U-Pb en 127 Ma y 154 Ma por Troughton (1974) y Barnes (1982), respectivamente. Los diques relacionados con la intrusión del Oxfordiano-Hauteriviano afectaron tanto a las rocas de la Formación San Hipólito como a las de la Ofiolita La Costa. Con base en lo anterior, Kimbrough (1985) propuso que las rocas volcánicas del Complejo de Arco San Andrés se desarrollaron sobre un basamento formado por la Formación San Hipólito y la Ofiolita La Costa.

En la Sierra Morro Hermoso y en Punta Quebrada, las rocas de la Formación San Hipólito y las del Complejo máfico-ultramáfico Puerto Nuevo están discordantemente cubiertas (Figura 3) por la Formación Eugenia y la Formación Perforada del Jurásico Superior- Cretácico Inferior (Boles, 1978).

En las regiones de Punta Eugenia y Punta Quebrada el miembro superior de la Formación Eugenia del Titoniano-Valanginiano (Boles y Hickey, 1979; Hickey, 1984) está constituido por areniscas y lutitas, intercaladas con estratos de conglomerados. Esta unidad incluye paquetes de tobas líticas, brechas de tobas y basaltos almohadillados. Boles y Hickey

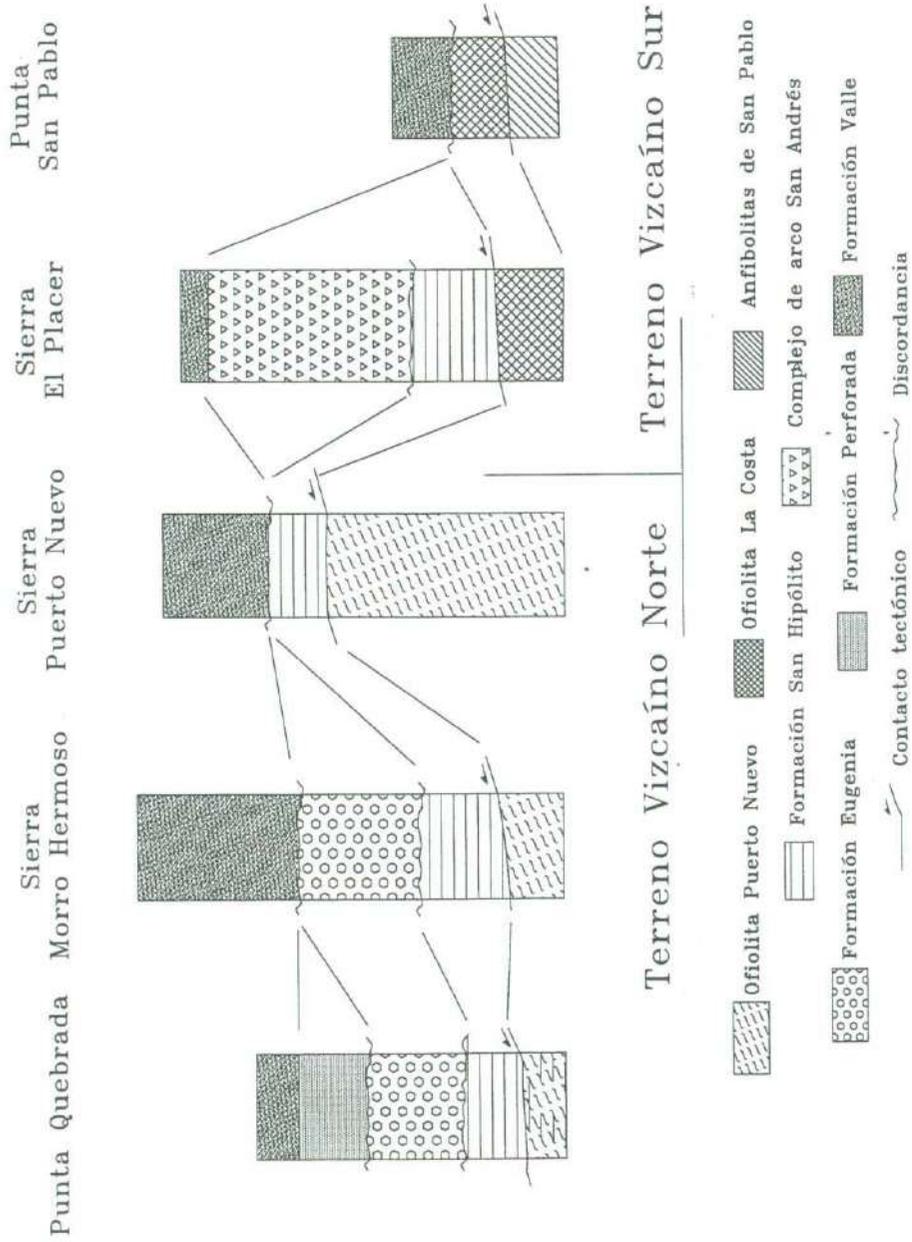


Figura 4. Secciones estratigráficas esquemáticas que muestran las correlaciones posibles entre las secuencias litológicas de varios sectores de la región de la Península de Vizcaíno. No se presentan espesores, y las edades se pueden ver en la Figura anterior.

(1979) y Barnes (1982) reportaron que la parte inferior de la Formación Eugenia consiste en depósitos de flujo de sedimentos que se acumularon en aguas profundas con un alto estructural localizado hacia el oriente. El espesor máximo (~ 7 km) de esta unidad se observa en Isla de Cedros. La edad Titoniano-Valanginiano de la Formación Eugenia se determinó con base en su contenido de radiolarios (Robinson, 1975; Boles y Hickey, 1979) y por la presencia del pelecípodo *Buchia piochi* (Rangin, 1982). Se ha interpretado que las rocas de esta secuencia fueron depositadas en un ambiente de cuenca antearco (Hickey, 1984) y que durante el Titoniano, el alto estructural que la alimentó fué el Complejo de Arco San Andrés.

La Formación Perforada descansa discordantemente sobre la Formación Eugenia en Punta Quebrada; contiene foraminíferos del Aptiano-Albiano (Boles y Hickey, 1979) y litológicamente consiste en areniscas interestratificadas con lutitas.

Barnes (1982), Hickey (1984) y Kimbrough (1987) identificaron clastos y detritos de rocas plutónicas dentro de los conglomerados y areniscas de la Formación Eugenia y la Formación Perforada, los cuales constituyen del 1 al 10% del volumen total. Casi todos pertenecen a dos tipos comunes: tonalita rica en xenolitos de hornblendita y granito peraluminoso con biotita. De estos clastos plutónicos, Kimbrough (1987) separó cinco ejemplares de zircones para datarlos por el método U-Pb, obteniendo una edad de 1.34 ± 0.08 Ga.

El contacto entre la Formación Eugenia y la Formación Perforada se caracteriza por un plano de discordancia angular de bajo ángulo, oscurecido en parte por fallamiento normal posterior (Boles y Hickey, 1979; Hickey, 1984).

Por último, la Formación Valle del Cenomaniano-Santoniano cubre discordantemente a todas las unidades mesozoicas de la Península de Vizcaíno (Robinson, 1975; Rangin, 1976; Moore, 1979; Castro-Leyva, 1992). Esta secuencia sedimentaria se expone ampliamente en la parte central y norte de la península con afloramientos aislados y esporádicos en la parte sur de la misma (Figura 3), donde comúnmente el contacto con las unidades basales es estructural. Moore (1983) y Sedlock (1988) propusieron que antes de la sedimentación del

Cretácico Inferior, en la parte noroeste de la Sierra El Placer, se unieron los terrenos Vizcaíno Sur y Norte mediante una falla de movimiento lateral derecho produciendo una intensa foliación y milonitización en la zona de contacto. La hipótesis anterior se basa en que, tanto en el norte, como en el sur de la Península de Vizcaíno, afloran las rocas detríticas del Cenomaniano-Santoniano de la Formación Valle. La litología de la Formación Valle consiste en un paquete de 2,000 m de turbiditas hacia la base, seguido por un miembro superior de conglomerado (Robinson, 1975). Esta secuencia ha sido interpretada como un abanico submarino construido en una cuenca de antearco asociado al arco Alisitos del Cretácico Inferior (Patterson, 1979).

I.2 DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA DEL ÁREA DE SAN MIGUEL

1.2.1. Estratigrafía

La zona de estudio cubre un área de 16 km² y se localiza al sureste del rancho San Miguel, aproximadamente 20 km al oriente del poblado Puerto Nuevo (Figuras 3 y 5). En esta región están bien expuestas las rocas máficas y ultramáficas de la Ofiolita Puerto Nuevo y los miembros inferiores de la Formación San Hipólito y la Formación Valle.

Las relaciones de contacto entre las diferentes unidades mesozoicas son predominantemente estructurales las cuales, durante el Terciario fueron deformadas principalmente por fallas de desplazamiento lateral.

Las rocas más antiguas del área están representadas por los miembros del Complejo máfico-ultramáfico Puerto Nuevo. Hasta ahora, el miembro de rocas ultramáficas se ha considerado como el basamento local para la región norte de la Península de Vizcaíno debido a que no ha sido identificado el basamento sobre el cual se emplazó este fragmento de ofiolita. Sin embargo, en el área de Puerto Nuevo, en la base de las rocas ultramáficas se observan bloques metamórficos que pueden correlacionarse con aquellos del complejo de

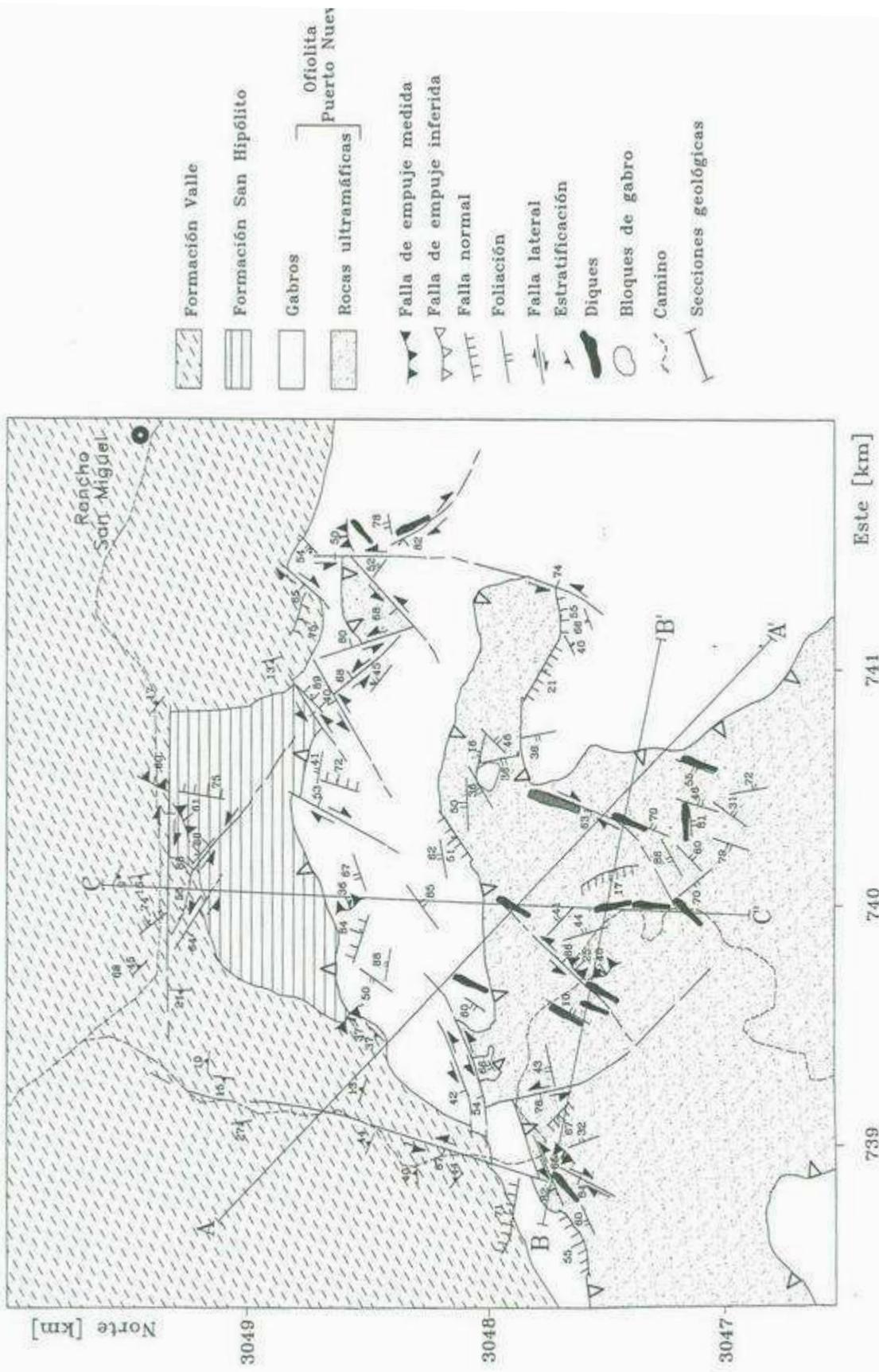


Figura 5. Mapa geológico del área de San Miguel y localización de las secciones geológicas.

Punta San Pablo y por lo tanto, según Moore (1985), éstos podrían representar parte del sustrato sobre el cual se emplazó la ofiolita.

En la parte central del área de estudio se observaron afloramientos que se pueden correlacionar con el Miembro Pedernal de la Formación San Hipólito. Estas rocas se encuentran sobre el gabro mediante un plano de falla inversa.

Al norte del área, las rocas de la Formación Valle yacen mediante un plano de discordancia erosional sobre las rocas volcánicas de la Formación San Hipólito y sobre el gabro de la Ofiolita Puerto Nuevo (en vista de que se han observado fragmentos de gabro en la base de las areniscas). Como se puede observar en el mapa de la Figura 5, este plano de discordancia erosional está desplazado y deformado por fallas de desplazamiento lateral.

Se presenta enseguida una descripción de la base a la cima, de las unidades estratigráficas que afloran en el área de estudio pues el objetivo de este trabajo se centra en los miembros ofiolíticos.

1.2.1.a Ofiolita Puerto Nuevo

Esta secuencia fué descrita y dividida por Rangin (1976) en cuatro miembros: ultramáfico, gabróico, complejo de diques y complejo extrusivo. Otros estudios de cartografía de la región (Dávila-Alcocer y Pessagno, 1986; Moore, 1986; Castro-Leyva, 1992) muestran la inexistencia, tanto del complejo de diques (complejo filoniano), como del complejo extrusivo. A partir de estos trabajos la secuencia Puerto Nuevo se redujo a los miembros ultramáfico y gabróico. Las relaciones de contacto entre estos miembros son principalmente por fallas de empuje de bajo ángulo, cortadas y desplazadas por fallas de desplazamiento lateral (Figura 5 y 6). La interpretación de estos contactos mediante una falla de empuje, se basa en el mecanismo de emplazamiento forzado tipo diapírico debido al incremento de volumen que experimentan las rocas ultramáficas al serpentinizarse, como los descritos por Delgado-Argote (1986-1992) en los complejos ultramáficos del sur del país.

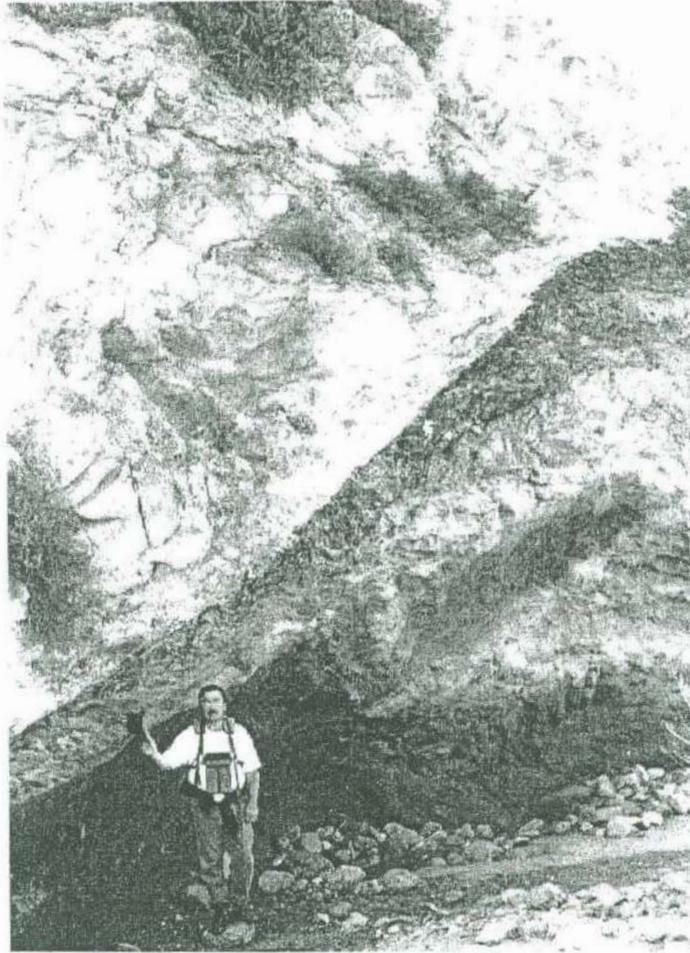


Figura 6 Contacto tectónico entre gabros (gris claro) y rocas ultramáficas (gris oscuro), observándose el delgado cuerpo de serpentinita negra en el plano de falla.

Miembro ultramáfico

Las rocas ultramáficas constituyen la porción basal de la ofiolita, formando aproximadamente el 60% (600 m) del espesor total de la secuencia. Estas rocas están serpentinizadas en un 85 a 100% en volumen, excepto en algunos cuerpos pequeños y aislados cuyos minerales de alteración no rebasan el 10%. Con base en la identificación microscópica de bastitas y pseudomorfos de piroxenos y olivinos se pudieron inferir (en la mayoría de los casos) los protolitos correspondientes. De la clasificación de las muestras en el diagrama OI-Cpx-Opx (después de Streckeisen, 1973), se identificó únicamente peridotitas:

harzburgita, lherzolita y dunita (Figura 7). En otras localidades han sido reportadas *weirinitas* y *websteritas* con olivino dentro de este miembro (Castro-Leyva, 1992).

En la base del miembro ultramáfico del área de Puerto Nuevo se han identificado bloques metamórficos de gneises, anfibolitas y esquistos de algunos metros de longitud (Minch *et al.*, 1976; Rangin, 1978; Moore, 1986; Castro-Leyva, 1992). La edad de estos bloques es incierta, pero basándose en la edad mínima de las rocas ultramáficas que los contienen, Moore (1986) propuso que éstos son más antiguos que los del Cretácico Inferior que afloran en las islas de Cedros y San Benito. Es común que las rocas ultramáficas presenten concentraciones de cromita en estructuras de pods o bolsas, así como magnesita y talco en las zonas de alteración hidrotermal.

La cromita puede presentarse en cuerpos podiformes, en granos finos diseminados o en pequeñas inclusiones en los olivinos. Los cuerpos podiformes generalmente se orientan siguiendo los planos de foliación de las rocas ultramáficas encajonantes y llegan a medir hasta 10 m de longitud, que puede ser interrumpida por fallas. Tanto la cromita diseminada como la que está como inclusiones en los olivinos cristalizó en granos finos con formas generalmente euhedrales (Castro-Leyva, 1992).

Miembro gabróico

La porción superior de la Ofiolita Puerto Nuevo está representada por un cuerpo masivo de composición gabróica de espesor menor a 200 m. Comúnmente los gabros próximos a las zonas de contacto con las rocas del miembro ultramáfico están intensamente deformados y alterados hidrotermalmente; en cambio, los alejados se caracterizan por presentar un grado bajo de alteración y deformación.

Las texturas que desarrollan los gabros masivos pueden ser isotrópicas, bandeadas y pegmatíticas. Siguiendo la clasificación de Streckeisen (1976), petrográficamente se identificó: gabro, norita con clinopiroxeno, gabronorita y, en menor proporción, gabro con

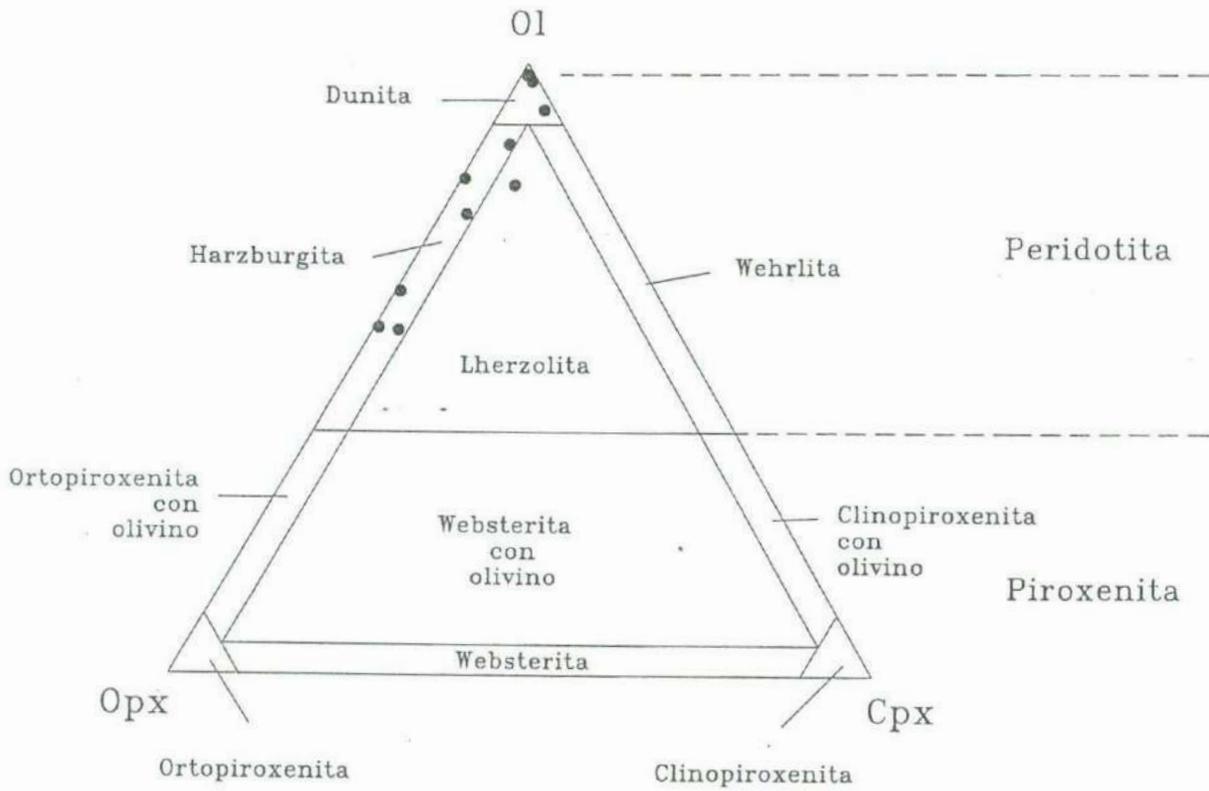


Figura 7. Clasificación de las rocas ultramáficas de la Ofiolita Puerto Nuevo basada en las proporciones de (Ol) olivino, (Opx) ortopiroxeno y (Cpx) clinopiroxeno (después de Streckeisen, 1973).

olivino y gabro con ortopiroxeno (Figura 8).

Es común que las rocas ultramáficas, y en menor grado el gabro, estén cortados por diques cuya composición puede ser diabásica, cuarzomonzonítica y tonalítica (plagiogranito). El espesor de los diques varía desde pocas decenas de centímetros hasta casi 30 m. En algunas localidades la continuidad de estos diques es interrumpida por pequeñas zonas de cizalla que los cortan y desplazan, desde algunas decenas de centímetros hasta pocos metros.

I.2.1.b Formación San Hipólito

La Formación San Hipólito es una secuencia de arco volcánico del Triásico Superior-Jurásico Inferior (Finch y Abott, 1977; Pessagno *et al.*, 1979; Barnes, 1982; Dávila-Alcocer y Pessagno, 1986). Se le ha medido un espesor máximo de 1,800 m, constituido por rocas volcánicas y sedimentarias que se encuentran sobre el gabro de la Ofiolita Puerto Nuevo mediante un plano de falla inversa (Moore, 1985; Castro-Leyva, 1992).

La Formación San Hipólito fué descrita inicialmente por Mina (1957) en el área de Punta San Hipólito y posteriormente estudiada en detalle por Finch y Abott (1977). Después, mediante estudios petrológicos y paleontológicos, Dávila-Alcocer y Pessagno (1986) encontraron nuevas localidades para esta formación en el área de Punta Quebrada, Punta Morro Hermoso y San Cristóbal, en tanto que Moore (1984) la identificó en el Cerro del Calvario (Sierra El Placer).

De acuerdo con la composición litológica de las unidades (Finch y Abott, 1977), en Punta San Hipólito, esta formación ha sido dividida en cuatro miembros, que de la base a la cima son: Miembro Pedernal, Miembro Caliza, Miembro Brecha y Miembro Arenisca. El Miembro Pedernal consiste predominantemente en calcedonia verde con ocasionales bandas de hematita roja y basalto almohadillado (Finch y Abott 1977). Es común encontrar

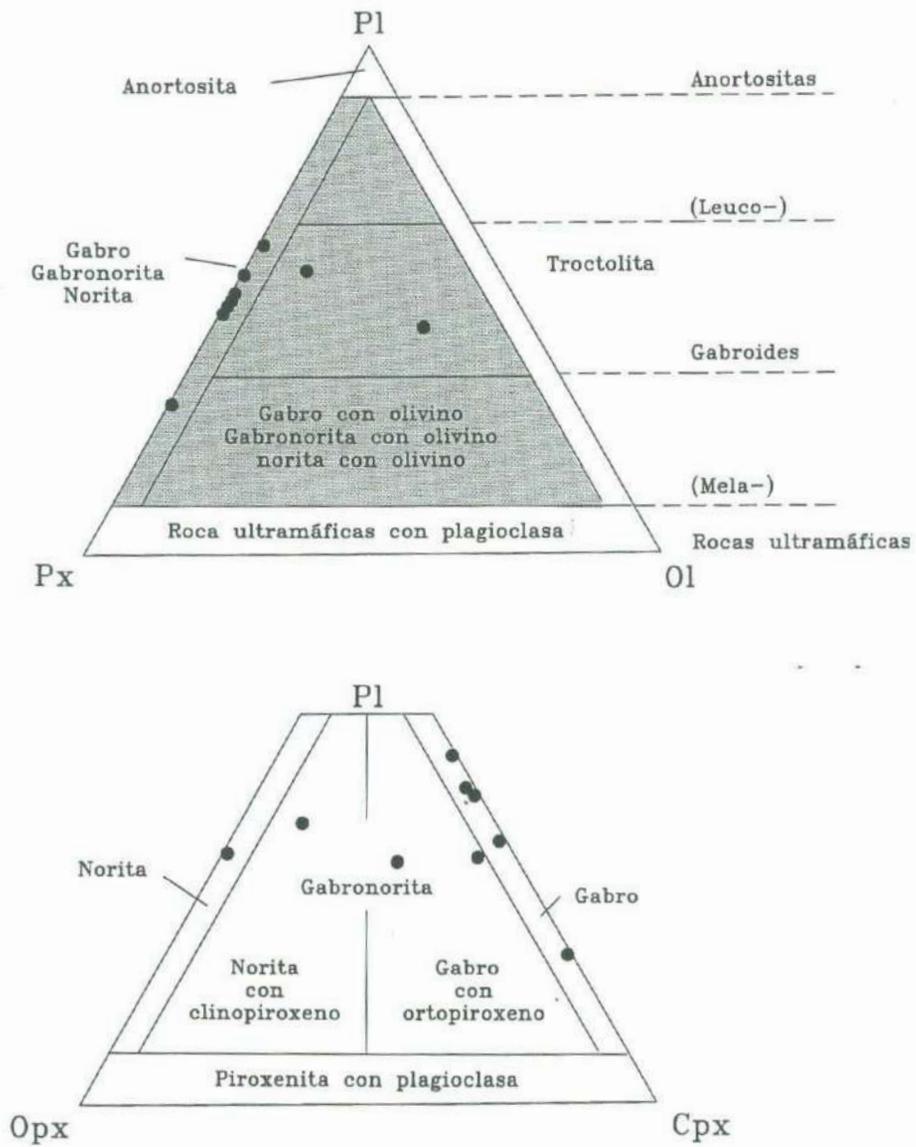


Figura 8. Clasificación de las rocas del miembro gabrónico basada en las proporciones de plagioclasa (Plag), piroxeno (Px) y de olivino (Ol). (Streckeisen, 1976).

entre el basalto almohadillado lentes de caliza roja dolomitizada con asociaciones de pelecípodos hemipelágicos y una fauna de radiolarios del Triásico Superior (Pessagno *et al.*, 1979).

El Miembro Caliza consiste en estratos delgados de caliza muy recristalizada que contiene fauna del Triásico Superior (Noriano).

El Miembro Brecha consiste en bloques de caliza fosilífera contenidos en una matriz volcánicla de donde, una amonita colectada de estos bloques, sugiere una edad que fluctúa entre el Triásico Medio y el Triásico Superior. Kimbrough (1985) interpretó que estos fragmentos de caliza probablemente representan bloques caídos de acumulaciones arrecifales que bordeaban a arcos volcánicos en bajas latitudes. Por último, el Miembro Arenisca se encuentra estratigráficamente en la cima y consiste en areniscas pobremente clasificadas compuestas por detritos volcániclos cementados por una matriz alterada a calcita, clorita y zeolita, con radiolarios indicativos del Jurásico Temprano (Whalen y Pessagno, 1984).

La variación en los ambientes de depósito de la Formación San Hipólito indica que durante su sedimentación tuvo lugar un levantamiento regional (Kimbrough, 1985).

Al occidente del rancho San Miguel (Figura 5) aflora una porción del Miembro Pedernal, el cual está representado por rocas volcánicas masivas y un derrame basáltico.

De acuerdo al estudio petrográfico de dos muestras colectadas en las rocas volcánicas se identificó que éstas son de composición latítica y cuarzo traquítica.

Las rocas volcánicas masivas están intrusionadas por diques cortos de composición andesítico-basáltica de poca anchura (0.4 a 1 m). Sobre las rocas volcánicas masivas aflora un derrame basáltico con estructuras almohadilladas de aproximadamente 10 m de espesor. Las estructuras de almohadillas presentan un diámetro que varía entre 1 y 1.5 m, con formas circulares y elipsoidales.

Se observaron zonas de cocimiento en las paredes de la roca encajonante en contacto con los diques. Entre las rocas volcánicas se identificaron capas aisladas de caliza gris clara.

recristalizada de 1 a 2 m de espesor que en otras localidades de la Península de Vizcaíno han sido reportadas como fosilíferas (Pessagno *et al.*,1979).

Las muestras de rocas volcánicas de composición latítica se caracterizan por desarrollar una textura intersertal. Los fenocristales son de andesina y de feldespato alcalino que en ocasiones presentan zoneamiento oscilatorio. Estos cristales están contenidos en una matriz de vidrio, con 2 a 3 % de magnetita diseminada. El contenido de cuarzo y de feldespato alcalino puede incrementarse en la rocas de un mismo afloramiento y variar a cuarzo traquita.

Las rocas presentan intenso fracturamiento relleno por calcita y cuarzo. La cloritización y sericitización selectiva que registran los cristales de feldespato se atribuye a la fase tardía de la circulación de fluidos hidrotermales.

I.2.1.c Formación Valle

La Formación Valle fué inicialmente descrita por Robinson (1975), quien realizó estudios en la Península de Vizcaíno y en las islas de Cedros, Natividad y San Benito. Robinson (1975) reportó que esta unidad, en la región de Vizcaíno, tiene un espesor aproximado de 2,000 m, estando constituido por argilitas, areniscas y lutitas hacia la base, seguidas por el miembro superior representado por un potente estrato de conglomerados.

El miembro inferior de turbiditas forma estratos cuyos espesores varían de pocos centímetros a casi un metro, con inclinaciones que fluctúan entre N15°W y N15°E. En el área de San Miguel se observó que los estratos localizados cerca de los planos de falla exhiben pliegues de arrastre. Esta deformación no es clara en el estrato de conglomerados debido al tamaño de sus componentes. El conglomerado incluye fragmentos de cuarcita, rocas graníticas de grano grueso y fragmentos de andesita que varían de bien redondeados a subredondeados en una matriz de arenisca.

Debido a la deformación que experimentó el Complejo máfico-ultramáfico Puerto Nuevo durante su serpentización, emplazamiento y por la tectónica del Cenozoico, resulta difícil reconstruir la estratigrafía de la secuencia inicial. Sin embargo, basándose en la cartografía de este estudio y en los resultados publicados por Moore (1986) y Castro (1992), se propone para el área de Puerto Nuevo el orden estratigráfico mostrado en la Figura 9.

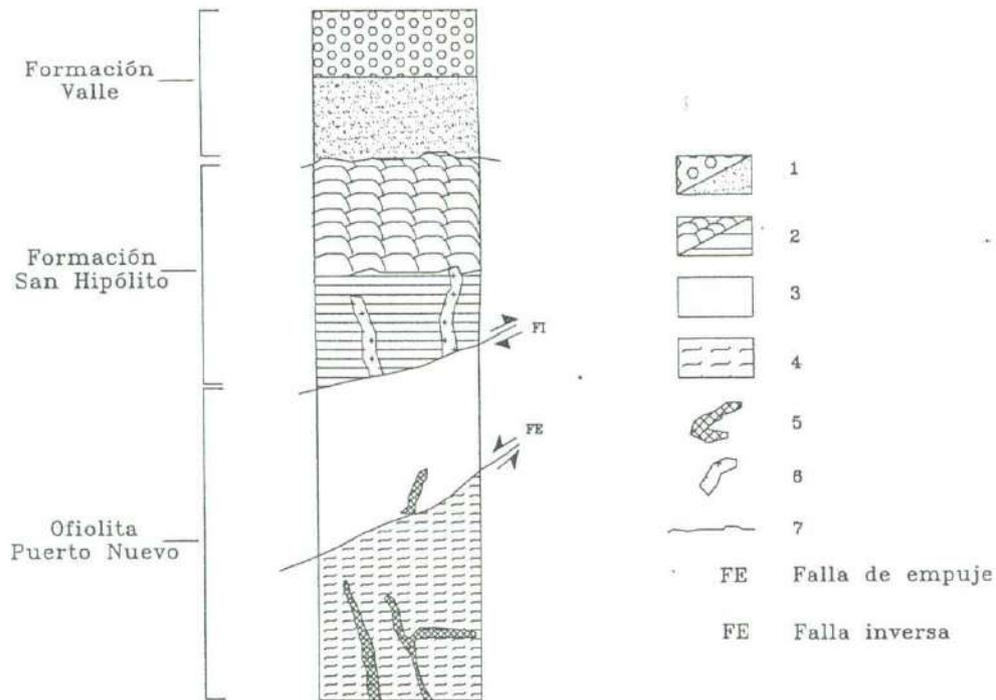


Figura 9. Columna estratigráfica simplificada de la zona de estudio: 1.-Areniscas y conglomerados de la Formación Valle, 2.-Latitas, cuarzo-traquitas y derrame basáltico de la Formación San Hipólito, 3.-Gabros de la Ofiolita Puerto Nuevo, 4.-Rocas ultramáficas de la Ofiolita Puerto Nuevo, 5.-Diques no-diferenciados, 6.-Diques andesítico-basálticos, 7.-Discordancia.

En la Figura 10 se presentan tres perfiles geológicos donde se muestran las relaciones de contacto entre las diferentes unidades litológicas del área de San Miguel. La localización de las secciones se encuentran en la Figura 5.

En estas secciones geológicas se puede observar como la mayoría de los contactos son por fallas. El plano de falla de empuje que pone en contacto al gabro y a las rocas ultramáficas nos indica el movimiento ascendente de la masa de serpentinitas, debido al incremento de volumen que experimentó durante su serpentización.

También, se observaron planos de cizalla asociados a los grandes cuerpos de diques, interpretándose que estas fallas siguieron los planos de debilidad de las rocas ultramáficas ocasionados por el emplazamiento de los diques.

BIBLIOTECA DEPTO.
DE GEOLOGIA

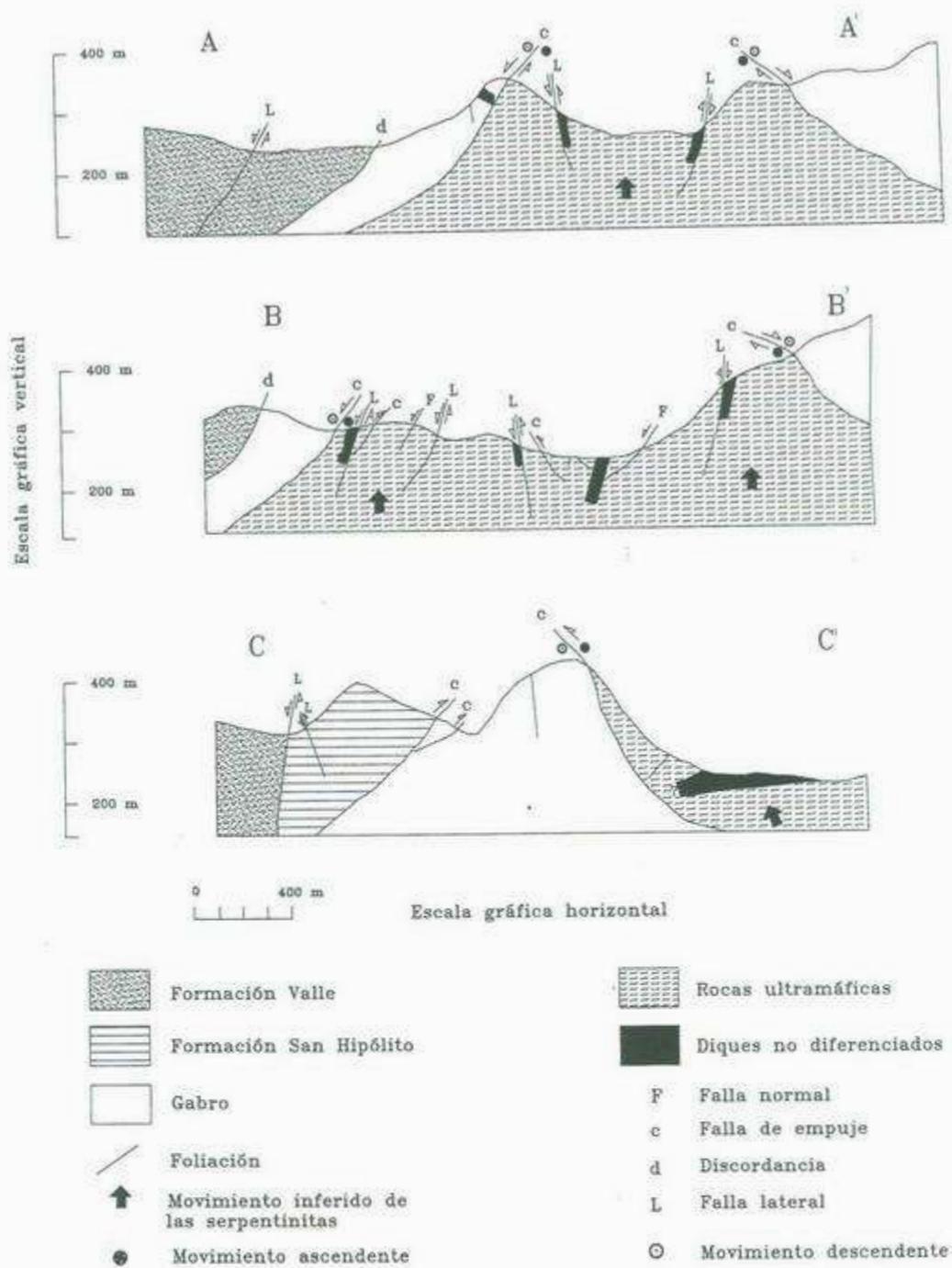


Figura 10. Secciones geológicas en las que se muestran las relaciones de contacto entre las diferentes unidades litológicas del área de San Miguel. La localización de estos perfiles se puede observar en la Figura 5.

CAPÍTULO II

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LAS UNIDADES DE LA OFIOLITA PUERTO NUEVO

En este capítulo se describe petrográficamente las unidades de rocas ultramáficas, gabros y diques que constituyen al Complejo máfico-ultramáfico Puerto Nuevo. La descripción se basa en el análisis de 23 muestras colectadas para este trabajo (Figura 18) y en otros resultados reportados para esta área. El conteo de minerales fué de 900 puntos por lámina delgada.

Este es el primer estudio en la región en el que se clasifican los diferentes tipos de rocas ultramáficas serpentinizadas mediante el reconocimiento de las bastitas y pseudomorfos y donde se describe petrográficamente a los diques y sills que afectan a la porción inferior de esta secuencia.

II.1. PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS ULTRAMÁFICAS

A esta unidad se le dió mayor atención, en vista de que parte de este trabajo está orientado hacia una prospección magnetométrica de estas rocas aprovechando su alta susceptibilidad magnética.

La mayoría de los ejemplares de rocas ultramáficas mostraron una serpentización que varía entre el 85 y 100%. La lizardita es el mineral del grupo de la serpentina que predomina en estas muestras, seguida en abundancia por el crisotilo asbestiforme de fibra cruzada y de fibra deslizada y la posible presencia de antigorita. Las texturas de serpentización observadas al microscopio se dividen en texturas pseudomórficas y en texturas no-seudomórficas utilizando los criterios propuestos por Wicks y Whittaker (1977).

Del estudio de los pseudomorfos de serpentina, se identificaron olivino y ortopiroxeno como principales constituyentes de los protolitos, seguidos por clinopiroxeno. De este análisis petrográfico se reconocieron algunas texturas primarias las cuales son principalmente

Tabla 1. Petrografía resumida de las rocas ultramáficas de la Ofiolita Puerto Nuevo.

MINERALOGIA														
# M	Estación de Muestreo	PRIMARIA						SECUNDARIA					Textura	Protolito probable
		OI	Op	Cp	Sp	Ox	S	Oxs	G	Cl	Br			
16	PN22	•	X	+	-	/	•	+	-	-	-	entrelazamiento	Lherzolitita	
24	SMC2	•	X	-	-	/	•	+	-	-	-	en malla	Harzburgita	
17	PN23	•	O	-	/	/	•	/	-	-	/	en malla	Harzburgita	
19	ST21	•	X	/	/	/	•	/	-	-	/	de reloj de arena	Harzburgita	
23	AB21	∅	∅	-	-	-	•	X	-	-	-	entrelazamiento	Harzburgita	
25	SMC3	•	X	O	-	+	•	+	-	-	-	entrelazamiento	Harzburgita	
18	SC25	•	∅	/	/	/	•	/	-	-	-	Adcumulítica	Harzburgita	
20	ST26	•	-	-	-	/	•	+	-	-	-	seudomórfica	Dunita	
21	ST34	•	-	-	+	/	•	/	-	-	-	seudomórfica	Dunita	
22	ST39	•	-	/	/	X	+	-	/	/	-	Cumulítica	Dunita	

#M=número de muestra

Minerales: OI=olivino, Op=ortopiroxeno, Cp=clinopiroxeno, Sp=espinela, Ox=óxidos primarios
S=serpentina, Oxs=óxidos secundarios, G=grunerita, Cl=clorita, Br=brucita.

Abundancias: - ausente o trazas, / 1-5%, + 5-10%, X 10-20%, O 20-35%, ∅ 35-50%, • >50%

Los óxidos primarios están representados por espinela, cromita y magnetita. Dentro de los óxidos secundarios la magnetita es el mineral más abundante, seguido por hematita y limonita. La clorita y la grunerita son minerales accesorios tardíos. El reconocimiento de la espinela, hematita y limonita se basa en las características morfológicas de los cristales y en su pleocroísmo. La identificación de la magnetita y la cromita se apoya en observaciones realizadas en campo, así como en sus propiedades magnéticas y forma de concentración, además de algunas características distintivas de los cristales, tales como forma, brillo y pleocroísmo.

La variación composicional de las muestras de las rocas ultramáficas se muestra en el diagrama OI-Opx-Cpx de la Figura 7. De acuerdo con esta clasificación seis de los ejemplares caen dentro del campo de la harzburgita, observándose la tendencia de una

muestra hacia una composición lherzólítica cuando incrementa su contenido de clinopiroxeno; tres muestras se clasifican como dunitas. En otras localidades de la Península de Vizcaíno se han reportado (Castro-Leyva, 1992) wehrlita y websterita de olivino como parte de la estratigrafía de este miembro.

A continuación se describen las texturas de las serpentinas, las cuales tienen una estrecha relación con la composición y posteriormente, los resultados del análisis petrográfico de cada tipo de roca.

II.1.a. Texturas de serpentización

De las texturas de serpentización, la seudomórfica es más común que la no-seudomórfica. Las texturas seudomórficas están representadas comúnmente por la *textura en malla* (Figura 11) y la de *reloj de arena*. En la *textura en malla*, las fibras de lizardita cristalizan formando ángulos entre sí cercanos a los 90° y cuando éstas llegan a estar perfectamente desarrolladas, se forma la típica *textura de reloj de arena*. Se interpreta que la *textura en malla* se desarrolló durante la cristalización del olivino y el piroxeno, cuando un frente de fluidos avanzó lentamente a través de la masa ultramáfica afectada por hidrofracturamiento (Wicks y Zussman, 1977). Se ha observado que en ocasiones este frente avanza uniformemente hasta que todo el olivino es alterado, desarrollándose la *textura de reloj de arena*. De acuerdo con estudios de espectros de infrarojo e isótopos de hidrógeno realizados por Delgado-Argote *et al.* (1993) se estimó que los rangos de temperatura que predominan durante la cristalización de la asociación lizardita-crisotilo están entre los 100° y 200°C. Mientras que investigaciones llevadas a cabo por Johannes (1968) estiman que la presión necesaria es del orden de 2 Kbar.

La textura no-seudomórfica está representada en estas muestras por la *textura de entrelazamiento*. En este tipo de textura los granos de serpentina son anhedrales y mutuamente se interfieren tendiendo a desarrollar un tamaño similar.

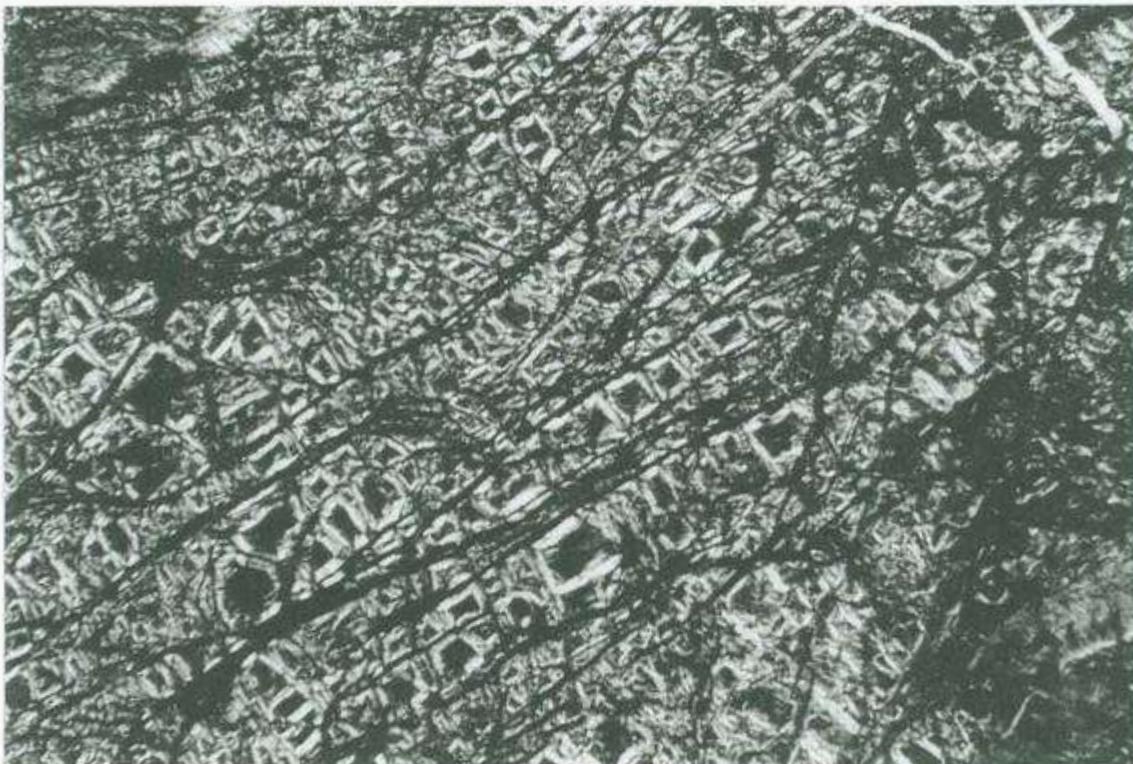


Figura 11. Fotomicrografía de la textura en malla en una muestra de harzburgita. Nícoles cruzados, objetivo 2.5X (1cm: 0.25 mm).

II.1.b Harzburgita

La mineralogía de las serpentinas que caracteriza a estas muestras está representada predominantemente por lizardita, pequeñas cantidades de crisotilo (< 10% en promedio) y por posible antigorita, acompañada por brucita (< 2%). El crisotilo se desarrolló, ya sea como fibras de deslizamiento en planos de cizalla, o como fibras cruzadas, predominando la variedad de fibra cruzada.

El reemplazamiento de la mineralogía primaria de esta roca por lizardita provocó el desarrollo de las texturas pseudomórficas en malla y de reloj de arena en las masas de olivino, así como la formación de bastitas a partir de piroxeno. En las rocas ultramáficas con poco

cizallamiento del área de San Miguel, evidenciado por la casi total ausencia de crisotilo de fibra de deslizamiento, se observó que las bastitas conservan algunas características del piroxeno original, como los planos de clivaje, por lo que fué relativamente fácil su identificación. En el ejemplar 25, la lizardita recristalizó a antigorita, desarrollando parcialmente la textura de entrelazamiento (ver Tabla 1), lo que implica un incremento de temperatura en el ambiente. Se interpreta que este incremento de temperatura puede estar relacionado al calentamiento provocado por el emplazamiento de los diques y sills máficos que afectaron a esta secuencia, ya que las muestras con antigorita y texturas de entrelazamiento están próximas a estos cuerpos.

A partir del estudio de las bastitas y otros pseudomorfos se observó que el olivino (48-80%) y el ortopiroxeno (12-36%) son los minerales primarios más comunes, mientras que el clinopiroxeno está en porcentajes menores al 4%.

Se observó en todas las muestras que tanto los pseudomorfos como las bastitas desarrolladas a partir del piroxeno y el crisotilo asbestiforme de fibra cruzada presentan bandas tipo kink. Las bandas tipo kink pueden ser evidencia de que estas rocas estuvieron sometidas a períodos de deformación plástica durante el incremento del volumen de la masa ultramáfica al serpentinizarse. Sin embargo, estas estructuras no fueron observadas en el crisotilo de fibra deslizada, interpretándose que este tipo de crisotilo es de cizalla y el de fibra cruzada se formó en un ambiente hidrotermal.

En las muestras 17 y 19 (Tabla 1) se identificó brucita tanto en la masa de olivinos serpentinizados como en las bastitas; éstas generalmente presentan forma radial de color amarillo de primer orden con aspecto plumoso y con menor frecuencia se observó amorfa con un color azul de birrefringencia.

Al interpretar a los minerales primarios a través del estudio de las bastitas y pseudomorfos en lámina delgada, se observó en la muestra 18 (Tabla 1) preservación de la textura adcumulítica, la cual está formada por cúmulos de olivino y ortopiroxeno con post-cúmulos de clinopiroxeno (5%).

Los óxidos primarios que caracterizan a las harzburgitas son principalmente magnetita (< 3%), espinela (< 2%) y cromita (< 2%). La magnetita aparece también como mineral secundario, formado a partir de la serpentización del olivino en proporción similar (< 4%) al de la magnetita primaria. A diferencia de la magnetita primaria, la magnetita secundaria se presenta formando vetillas orientadas con los planos de foliación formados durante la serpentización.

II.1.c Lherzolita

En esta muestra es común la textura no-seudomórfica formada como resultado de la recristalización parcial de la textura en malla. En estas zonas de recristalización la textura no-seudomórfica está representada por texturas de entrelazamiento.

A pesar de que la mineralogía primaria de esta roca fué reemplazada en un 95% principalmente por lizardita, se lograron reconocer pseudomorfos de olivino y bastitas de piroxeno, observándose cristales de clinopiroxenos un poco cloritizados. El olivino constituye aproximadamente el 68 % del volumen total de la roca y los cristales están completamente alterados a lizardita desarrollando una textura en malla. Se reconoció que las bastitas formadas a partir del ortopiroxeno constituyen el 12% del volumen total de la muestra y que los cristales de clinopiroxeno alcanzan el 6%. El clinopiroxeno muestra una incipiente cloritización hacia el centro de los cristales, a lo largo de los planos de fracturas.

Como en las harzburgitas, la magnetita primaria y secundaria es el óxido más común en las lherzolitas (8%). Aparece distribuida en la roca en cristales finos, los cuales llegan a formar agregados y vetillas.

II.1.d Dunita

Los minerales primarios de las muestras de dunita se caracterizan por estar totalmente reemplazados por serpentina, con la excepción del ejemplar 22, (Tabla 1) que conserva el 90% de sus minerales primarios no alterados.

El mineral de serpentina más común es la lizardita y en menor proporción, el crisotilo de fibra deslizada en vetillas. A diferencia de las harzburgitas, en las muestras de dunita no se identificó brucita ni crisotilo de fibra cruzada. Lo anterior se atribuye a que las muestras de dunita fueron colectadas en una zona fuertemente brechada por cizallamiento alejada de la aureola de calentamiento provocada por el emplazamiento de los diques y sills máficos.

Por la ausencia de bastitas en las dunitas serpentinizadas (muestras 21 y 22), se infiere que la masa consistió principalmente de olivino. La alteración del olivino por lizardita desarrolló una incipiente textura en malla. Con base en la presencia de cúmulos de espinela (5%) identificados en la masa de olivinos serpentinizados se interpreta que la textura original de estas muestras fué cumulítica.

Debido al bajo grado de serpentización (10%) que presenta la muestra 22 (Tabla 1) se logró reconocer que el olivino constituye el 90% del volumen total con el clinopiroxeno formando menos del 5%. Los cristales de olivino presentan estructuras de corona que consisten en grunerita formada como reacción tardía por fluidos hidrotermales. Los cristales de olivino que desarrollan estas estructuras exhiben además una fuerte alteración a talco en los bordes. Los granos de olivino comúnmente tienen dimensiones menores a 2 mm.

Los óxidos primarios que caracterizan a las muestras de dunita analizadas son de espinela (5%), magnetita (< 10%) y cromita (< 5%) que, como se observa, son ligeramente más abundantes que en las harzburgitas. La espinela se presenta tanto diseminada como en cúmulos, con granos cuya dimensión máxima alcanza hasta 1.5 mm. Al igual que en las harzburgitas, en las dunitas fuertemente serpentinizadas se identificó magnetita secundaria criptocristalina (< 3%) orientada siguiendo los planos de foliación; por el contrario, en la muestra de dunita no alterada no se observó a este óxido de segunda generación. En la fotografía de la Figura 12 se interpretan dos generaciones de vetillas de magnetita secundaria, las cuales podrían representar a dos períodos de serpentización. Otros óxidos secundarios en estas muestras (< 3%) son limonita y probablemente hematita.



Figura 12. Fotomicrografía de una muestra de dunita donde se observan vetillas de magnetita secundaria. Objetivo 5X (1cm: 0.012 mm)

II.2. PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS GABRÓICAS

El gabro se presenta en cuerpos masivos y en diques. Está constituido esencialmente por plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y en menor cantidad por olivino (Tabla 2). Los óxidos fueron difíciles de reconocer en este tipo de roca debido a sus bajas concentraciones. En general, esta asociación mineralógica desarrolla texturas equigranulares, con ocasionales texturas poikiliticas y cumulíticas.

Con excepción del olivino parcialmente serpentinizado, el resto de los minerales están poco alterados. Se observó cloritización, argilitización y epidotización en algunas muestras. La Figura 8 muestra la distribución de las muestras analizadas en los diagramas PI-Px-Ol y PI-Opx-Cpx (Streckeisen 1976), donde se identificó: gabro, gabronorita, norita con clinopiroxeno

y gabro con ortopiroxeno. La variedad gabro presenta minerales accesorios, los cuales se describirán por separado. Debido a que diferentes eventos de deformación afectaron a la Ofiolita Puerto Nuevo, no se ha podido establecer con precisión el orden estratigráfico de este miembro, por lo que el orden en que se seguirá la descripción no refleja su posición u orden de cristalización.

Tabla 2. Tabla donde se muestra la mineralogía en forma resumida del gabro de la Ofiolita Puerto Nuevo.

MINERALOGÍA													
# M	Estación de muestreo	PRIMARIA					SECUNDARIA					Textura	Clasificación
		Ol	Op	Cp	Pl	M	Hbs	Cz	Cl	Tr			
7	PN9	-	O	O	∅	/	-	/	-	-	-	Equigranular	Gabronorita
8	PN13	/	O	X		/	/	-	-	-	Equigranular (cumulítica)	Norita con cpx	
9	PN25	-	-	∅	∅	/	-	-	/	/	Equigranular	Gabro	
11	SC8	-	/	∅	∅	/	-	/	/	+	Equigranular	Gabro con opx	
12	SC42	O	-	X	∅	/	-	-	-	-	Equigranular (cumulítica)	Gabro con ol	
13	AB19	-	/	∅	∅	/	-	-	-	-	Inequigranular (poikilítica)	Gabro	
14	SM23	X	/	O	∅	/	/	-	-	-	Equigranular	Gabro con ol	
15	SM26	-	-	O	∅	/	/	-	/	+	Inequigranular (poikilítica)	Gabro	

#M=número de muestra, L=localización

Minerales: Ol=olivino, Op=ortopiroxeno, Cp=clinopiroxeno, Pl=plagioclasa

M=magnetita, Hbs=hornblenda secundaria, Cz=cuarzo, Cl=clorita, Tr=tremolita.

Abundancias: -=ausente o trazas, /=1-5%, +=5-10%, X=10-20%, O=20-35%, ∅=35-50%, * =>50%

II.2.a Gabro

El gabro, *sensu stricto*, es el tipo de roca más abundante de la secuencia máfica de la Ofiolita Puerto Nuevo. Esta roca está constituida esencialmente por plagioclasa y clinopiroxeno, pero puede presentar olivino y ortopiroxeno como minerales accesorios. Dependiendo del mineral accesorio presente y de acuerdo con la clasificación de Streckeisen

producto de una cristalización tardía. Las plagioclasas comúnmente se alteran a minerales del grupo de la arcilla y de la clorita. También es común que los cristales presenten zoneamiento. Las formas más frecuentes de las plagioclasas son euhedrales con escasos

(1973), el nombre de la roca puede variar, a gabro con olivino o gabro con clinopiroxeno.

La textura del gabro varía de equigranular a inequigranular, donde la forma de los cristales puede variar de anhedral a subhedral. Dentro de estas texturas, en algunas de las muestras se observaron dominios poikilíticos y cumulíticos.

En las diferentes variedades de gabro el contenido de plagioclasa fluctúa entre 35% y 55%, con variaciones composicionales de bytownita a labradorita y, ocasionalmente, hasta andesina. Las plagioclasas generalmente presentan formas prismáticas alargadas (~5mm) y en ocasiones pueden ser amorfas.

El clinopiroxeno constituye entre el 18 y el 48% del volumen total de la roca, de donde sólo se identificó augita. La mayoría de estos cristales son largos y prismáticos con dimensiones de 1 a 6 mm, formando comúnmente maclas de tipo Carlsbad. En algunas de las muestras se observó augita alterada a tremolita.

A continuación se describirán las dos variedades de gabro:

II.2.a.1. Gabro con olivino

El gabro con olivino está mineralógicamente constituido por plagioclasa (40-50%), olivino (11-33%) y clinopiroxeno (18-30%). De los minerales secundarios se identificó lizardita (6-15%), hornblenda (< 2%) y tremolita (< 3%) donde el primero y el último son producto de la alteración del olivino y el piroxeno, respectivamente. El cuarzo aparece como producto de actividad hidrotermal. La textura que resulta del arreglo de estos minerales es normalmente equigranular anhedral con dominios cumulíticos.

Las plagioclasas identificadas son: bytownita, labradorita y andesina; esta última producto de una cristalización tardía. Las plagioclasas comúnmente se alteran a minerales del grupo de la arcilla y de la clorita. También es común que los cristales presenten zoneamiento. Las formas más frecuentes de las plagioclasas son euhedrales con escasos

cristales amorros, cuyas dimensiones pueden alcanzar

Los olivinos son minerales abundantes cuyos cristales subhedrales alcanzan 5 mm de largo y suelen presentar un intenso fracturamiento. Es a través de estas fracturas por donde la circulación de fluidos tardíos provocó la serpentinización parcial o total de los cristales.

Los clinopiroxenos están representados por augita que alcanza hasta 7 mm de largo que generalmente está intensamente fracturada y parcialmente tremolitizada.

La magnetita es el único óxido que se distinguió en estas rocas, constituyendo menos del 2% del volumen total.

II.2.a.2 Gabro con ortopiroxeno

Estas son rocas de grano fino compuestas en su mayoría por cantidades similares de plagioclasa y clinopiroxeno, y por ortopiroxeno. Los minerales secundarios están representados por tremolita y clorita y por minerales de alteración hidrotermal de más bajo grado como, arcillas, epidota y cuarzo.

La plagioclasa es principalmente labradorita y raramente andesina, que en conjunto, ocupan entre el 37 y el 41% del volumen total de la roca. Se observó que los cristales de plagioclasa están fuertemente deformados y generalmente desarrollan minerales del grupo de la arcilla en los planos de fractura.

La augita (35%) está parcialmente reemplazada por tremolita (10%). El porcentaje de ortopiroxeno (hiperstena) no rebasa el 5% del volumen total de la roca y presenta una alteración menos intensa a tremolita en los planos de fractura y en los bordes de los cristales. En los cristales de piroxeno son comunes las estructuras de microcizalla donde con frecuencia se desarrolla epidota y clorita. El cuarzo, que no rebasa el 2%, solo se identificó rellenando las zonas de fractura.

II.2.b Gabronorita

Se estudió un ejemplar de esta composición. Su textura es equigranular subhedral de grano fino. Otras rocas de este grupo llegan a desarrollar texturas pegmatíticas. La plagioclasa constituye aproximadamente el 45% del volumen total de la roca y es de composición labradorita-andesina, aunque se identificaron algunos cristales de oligoclasa. Hacia los bordes y en las zonas de fractura de los cristales de plagioclasa se observaron minerales del grupo de la arcilla formados por alteración hidrotermal.

El clinopiroxeno y el ortopiroxeno son abundantes y se presentan en cantidades similares. El clinopiroxeno corresponde a augita, la cual constituye el 30% del volumen total de la roca, en cristales anhedrales y en ocasiones, crecen tardíamente englobando a los cristales de plagioclasa, desarrollando dominios poikilíticos. Estos cristales de piroxeno llegan a medir hasta 2 mm de largo.

El ortopiroxeno alcanza a formar hasta el 20% de volumen total de la roca y sus propiedades ópticas corresponden a las de la hiperstena, la cual se desarrolla en cristales anhedrales.

II.2.c Norita con clinopiroxeno

Esta roca está constituida esencialmente por plagioclasa y ortopiroxeno, con un porcentaje inferior al 11% de clinopiroxeno y al 4% de olivino. Su textura característica es equigranular anhedral con dominios de texturas poikilíticas y cúmúlíticas. Los cúmulos consisten en acumulaciones rítmicas de ortopiroxeno dentro de la masa de plagioclasa.

La plagioclasa es el mineral más abundante en la roca, con concentraciones de hasta un 50% del volumen total. La composición varía de labradorita a andesina y suele presentar formas tabulares cortas y anhedrales. Algunos de los cristales tienen zonamiento discontinuo, indicando que su cristalización no fué continua. El piroxeno le sigue en abundancia, alcanzando hasta un 41%, predominando la hiperstena (~30%) sobre la augita (< 11%). El

ortopiroxeno puede presentarse en cristales pequeños, los cuales ocurren comúnmente por fenocristales de plagioclasa. Se identificó hornblenda (4%) como posible producto de la alteración retrógrada del ortopiroxeno.

Durante la cristalización y precipitación de los componentes de la norita, se desarrollaron niveles de cúmulo. De este bandeamiento se identificaron dos ritmos de cristalización: uno constituido por augita, olivino y plagioclasa y otro por hiperstena y olivino. Los cúmulos de augita, olivino y plagioclasa presentan un espesor aproximado de 12 mm. La continuidad de estas zonas de cúmulos, a nivel de afloramiento, es de varios metros.

II.3. PETROGRAFÍA DE LOS DIQUES Y SILLS

Se colectaron cuatro muestras de diferentes diques que intrusionan a las rocas ultramáficas, de los cuales tres son de composición intermedia y el otro félsico. Los minerales esenciales que constituyen a los diques y sills de composición intermedia son principalmente plagioclasa y clinopiroxeno, con porcentajes menores de feldespato y cuarzo, desarrollando comúnmente las texturas porfírica e intersertal. En cambio, la mineralogía que caracteriza a la roca félsica (plagiogranito), consiste predominantemente en plagioclasa y cuarzo con bajos porcentajes de feldespato alcalino y un arreglo textural equigranular de grano fino.

Una característica de los diques y sills es la foliación que desarrollan por la intensa deformación que prevaleció durante su emplazamiento forzado.

De la clasificación de las muestras en el diagrama Q-A-Plag de Streckeisen (1976) se identificó diabasa, cuarzomonzonita y plagiogranito (Figura 13).

II.3.a Diques y sills de diabasa

Los diques y sills de composición diabásica generalmente presentan un espesor menor a 10 m e intrusionan tanto al gabro como a las rocas ultramáficas, siendo más abundantes en éstas últimas.

Las diabasas presentan una textura fanerítica, constituida esencialmente por

plagioclasa y en menor proporción por piroxeno. Dentro de la misma se identificaron algunos fenocristales de clinopiroxeno, plagioclasa y en menor cantidad, hornblenda. Es común que los cristales de plagioclasa (25%) y clinopiroxeno (35%), microcristalinos y en fenocristales, estén plegados y desplazados por microcizallas

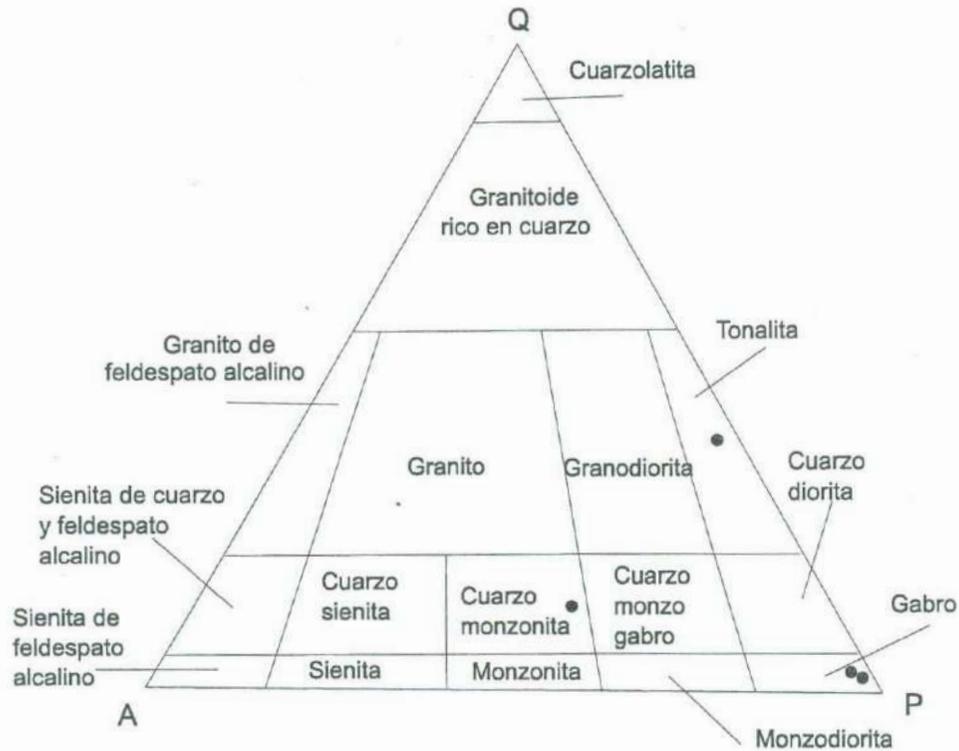


Figura 13. Detalle del diagrama de clasificación de las rocas plutónicas de acuerdo a su contenido mineral modal utilizando el diagrama Q - A - Plag de Streckeisen (1976).

Las plagioclasas comúnmente presentan formas prismáticas alargadas y de agujas y con frecuencia están alteradas a minerales del grupo de la arcilla. Los cristales de clinopiroxeno se caracterizan por sus formas prismáticas cortas y están parcialmente alterados a anfíbol y a clorita.

En menor proporción los diques diabásicos contienen hornblenda. La hornblenda se presenta distribuída por toda la roca en cristales cortos y con un pleocroísmo color café-verdoso.

II.3.b Sills de cuarzomonzonita

Los sills de cuarzomonzonita no son muy comunes y solo se identificaron dentro de las rocas ultramáficas. Estos cuerpos, cuya dimensión puede rebasar los 20 m, están constituidos esencialmente por clinopiroxeno, plagioclasa y feldespato alcalino. La textura que presenta la roca es porfirítica, donde cristales de cuarzo, feldespato y clinopiroxeno están contenidos en una matriz microcristalina de la misma composición. Debido a las pequeñas dimensiones de los cristales, no se pudieron identificar los piroxenos, los cuales representan el 10% del volumen total de la roca. Los fenocristales de plagioclasa se concentran en un 18% y su composición principal corresponde a andesina. Los fenocristales de feldespato alcalino constituyen el 8%. Tanto los cristales de plagioclasa como los de feldespato presentan una alteración incipiente a minerales del grupo de la arcilla.

El cuarzo se presenta en cristales subhedrales y en vetillas representando el 4% del volumen total de la muestra.

II.3.c Diques de plagiogranito

Los diques de plagiogranito, al igual que los sills de cuarzomonzonita no afloran con frecuencia; suelen estar asociados únicamente con las rocas ultramáficas y también pueden alcanzar espesores de hasta 6 m.

Los minerales que constituyen a estas rocas son esencialmente plagioclasa y cuarzo con proporciones menores de feldespato alcalino. La textura de los plagiogranitos es inequigranular de grano fino, aunque el tamaño de los cristales es muy variado. A nivel microscópico no es muy evidente la deformación de la roca, pero en el afloramiento, se observa fuertemente foliada, al igual que la roca ultramáfica que la contiene.

La plagioclasa varía de anhedral a subhedral y ocupa aproximadamente el 46% del volumen total de la roca y se presenta en cristales cortos (1mm). La composición de las plagioclasas varía de andesina a oligoclasa, las cuales presentan maclado polisintético y de

Carlsbad. El crecimiento de este mineral es

complejo. El cuarzo constituye el 30% y se presenta como cristales subhedrales.

Los feldespatos se concentran en aproximadamente el 4% del volumen total, bajo formas subhedrales y anhedrales, ya sea dentro de la masa cristalina o incluidos como microcristales dentro de las plagioclasas. Por su ángulo axial se asume que la composición de los feldespatos alcalinos es ortoclasa.

La alteración de las plagioclasas y los feldespatos alcalinos es a sericita, clorita y a minerales del grupo de la arcilla. Esta roca presenta crecimiento de adularia y tridimita como minerales tardíos rellenando cavidades.

BIBLIOTECA DEPTO.
DE GEOLOGIA

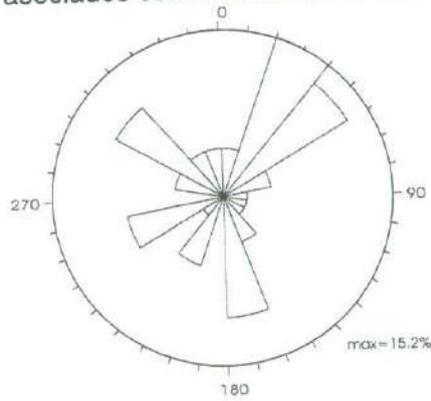
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Como parte del estudio geológico del área de San Miguel, en este capítulo se presenta el análisis de los principales patrones estructurales de la zona. El análisis se efectuó a partir de un levantamiento cartográfico a escala 1:20,000, de donde se interpretaron 45 mediciones de planos de falla con estrías utilizando el programa público de Sperner *et al.* (1993). Con la intención de reconocer alguna tendencia estructural primaria en las rocas del Complejo máfico-ultramáfico Puerto Nuevo, se analizaron 46 datos de planos de foliación y 20 de diques que fueron medidos en diferentes localidades de esta zona.

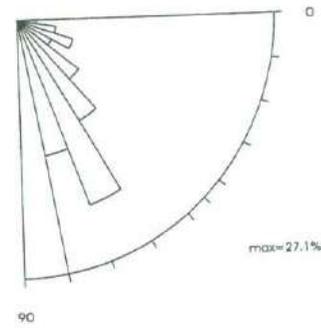
III.1. DESCRIPCIÓN DE LAS FALLAS

La clasificación de las fallas fue obtenida a partir de observación directa en los afloramientos y posteriormente mediante la aplicación de histogramas de orientación e inclinación. Las 45 mediciones de fallas se presentan en las gráficas de la Figura 14. En la rosa de la Figura 14.a, construida con criterio unidireccional siguiendo la regla de la mano derecha, se observa que las tendencias dominantes del fallamiento se centran en $N40^{\circ}E$ y $N50^{\circ}W$. La Figura 14.b muestra que el 64% de las fallas tienen inclinaciones mayores a los 60° . En la Figura 14.c se presenta el ángulo del cabeceo (rake) medido en los planos de falla de donde se puede ver que la mayoría es inferior a 30° , lo cual indica que los desplazamientos son principalmente laterales, y con menos frecuencia oblicuos y verticales. En el mapa de la Figura 5 se observa que el fallamiento dominante es de desplazamiento lateral, principalmente izquierdo; salvo una localizada en el norte del área, el resto de las fallas de desplazamiento lateral derecho se orientan en promedio al $N30^{\circ}E$.

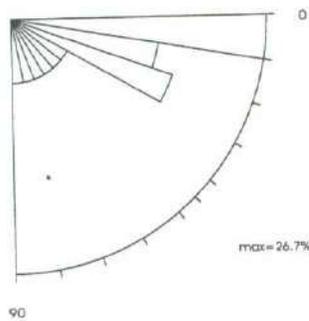
Las fallas normales e inversas de carácter... rasgos asociados con el fallamiento más importante.



a) Azimut de la orientación de las fallas.



b) Inclinación de las fallas



c) ángulo del cabeceo

Figura 14. Principales características del fallamiento en el área de San Miguel. Número de mediciones: 45 fallas. (a) rosetas unidireccionales del azimut de los planos de falla, (b) buzamiento de las fallas, (c) ángulo del cabeceo medido dentro de los planos de falla.

Las principales características de los planos de falla y desplazamientos relativos fueron graficados en los histogramas y estereogramas de la Figura 15.

Los planos y estrías de las fallas de desplazamiento lateral se presentan en la Figura 15.a, donde se puede observar que es notable la abundancia de estructuras siniestras (Figura 15.a.i). El histograma de la Figura 15.a.ii indica una marcada tendencia hacia N30°E con

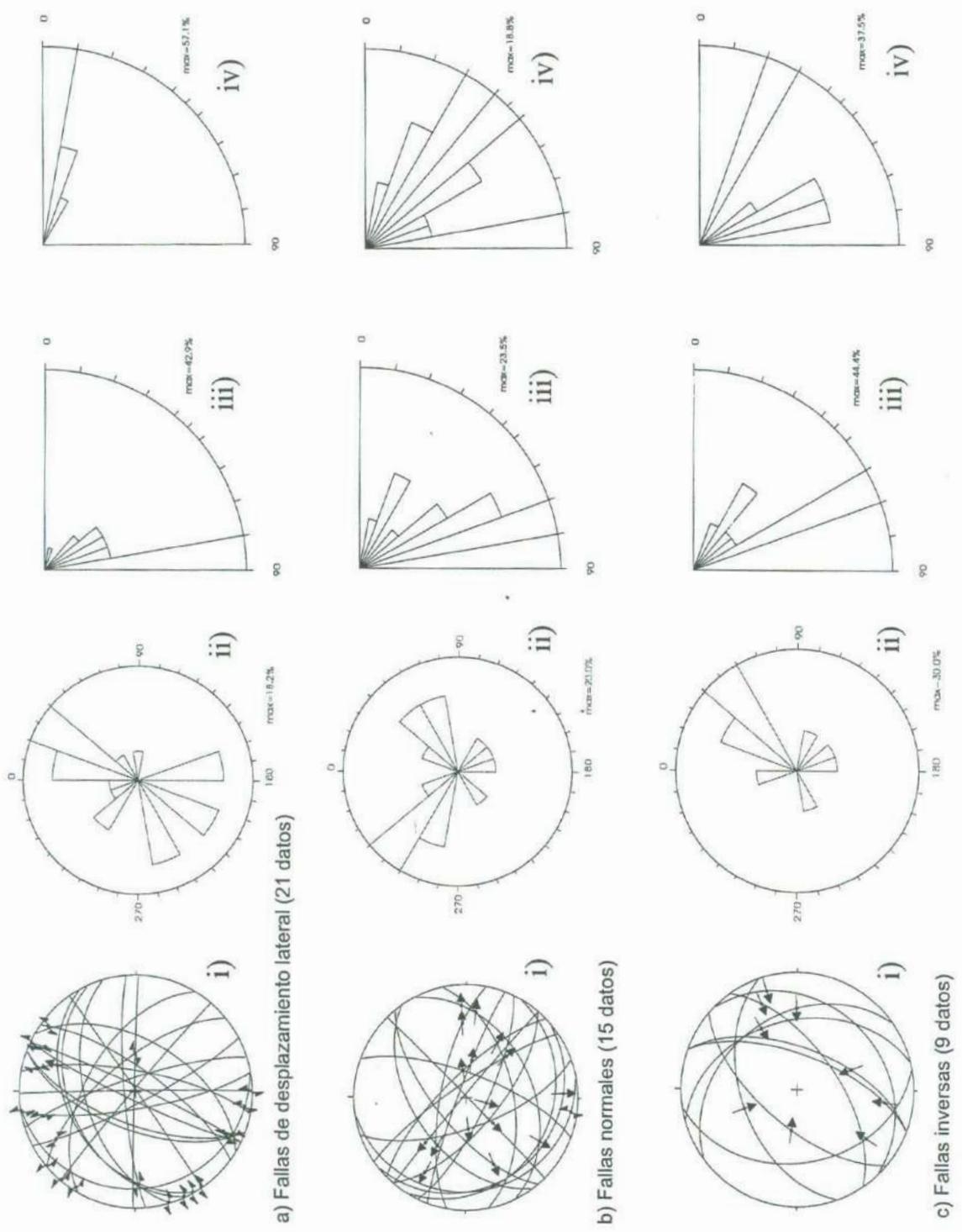


Figura 15.. Características de los planos de fallas de desplazamiento lateral, normal e inverso. i) Planos de falla y su sentido de movimiento, ii) rosetas unidireccionales donde se muestra la orientación de las fallas, iii) inclinación de los planos de falla, iv) ángulo de cabeceo medido dentro de los planos de falla.

inclinaciones, principalmente, mayores a 80° (Figura 15.a.iii). Las curvas (Figura 15.a.ii), sugieren un desplazamiento lateral cercano a 10° , prácticamente sin componente vertical. Con respecto a las fallas normales, la mayor tendencia se observa hacia $N45^\circ W$, con echados dominantes superiores a 60° (Figuras 15.b.ii y iii). Se observa de la inclinación de las estrías que la máxima concentración indica desplazamientos oblicuos (Figura 15.b.iv), de manera que las estructuras con bajo ángulo y estrías casi horizontales representan bordes de fallas curvas, cuyo movimiento normal fue observado en campo.

Prácticamente todas las fallas inversas de gran escala tienen alguna relación con el emplazamiento de la masa de rocas ultramáficas serpentinizadas, como se puede ver en el mapa de la Figura 5. Pero, en la Figura 15.c solo se grafican los datos que fueron medidos relativamente lejos de los contactos con las rocas ultramáficas y aparentemente éstos se asocian a las fallas de desplazamiento lateral. La dirección dominante de estas estructuras de pequeña escala es hacia $N50^\circ E$, con una inclinación consistente de 60° (Figuras 15.c.ii y iii). El rake que con mayor frecuencia fue observado sugiere que los cabalgamientos tuvieron una componente de 30° (Figura 15.c.iv).

III.2. ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y RELACIÓN TECTÓNICA DEL FALLAMIENTO

Para facilitar la discusión acerca del significado estructural del fallamiento, se dividió el área de estudio en cuatro zonas, las cuales muestran tendencias estructurales distintas entre sí. En la primera zona, localizada hacia el norte del centro de la Figura 16, se obtuvo del análisis cinemático una solución que indica compresión, donde la orientación de σ_1 es $16/N53^\circ W$, de σ_2 es $7/S35^\circ W$ y de σ_3 es $72/S78^\circ E$ (Figura 17.a). Esto se debe a que el fallamiento principal está controlado por una falla de desplazamiento lateral orientada E-W que origina que en esta porción los esfuerzos dominantes sean compresionales.

En la zona NE, el diagrama de esfuerzos que resultó del análisis del fallamiento muestra como solución un par de fallas conjugadas de desplazamiento lateral, donde la dirección de

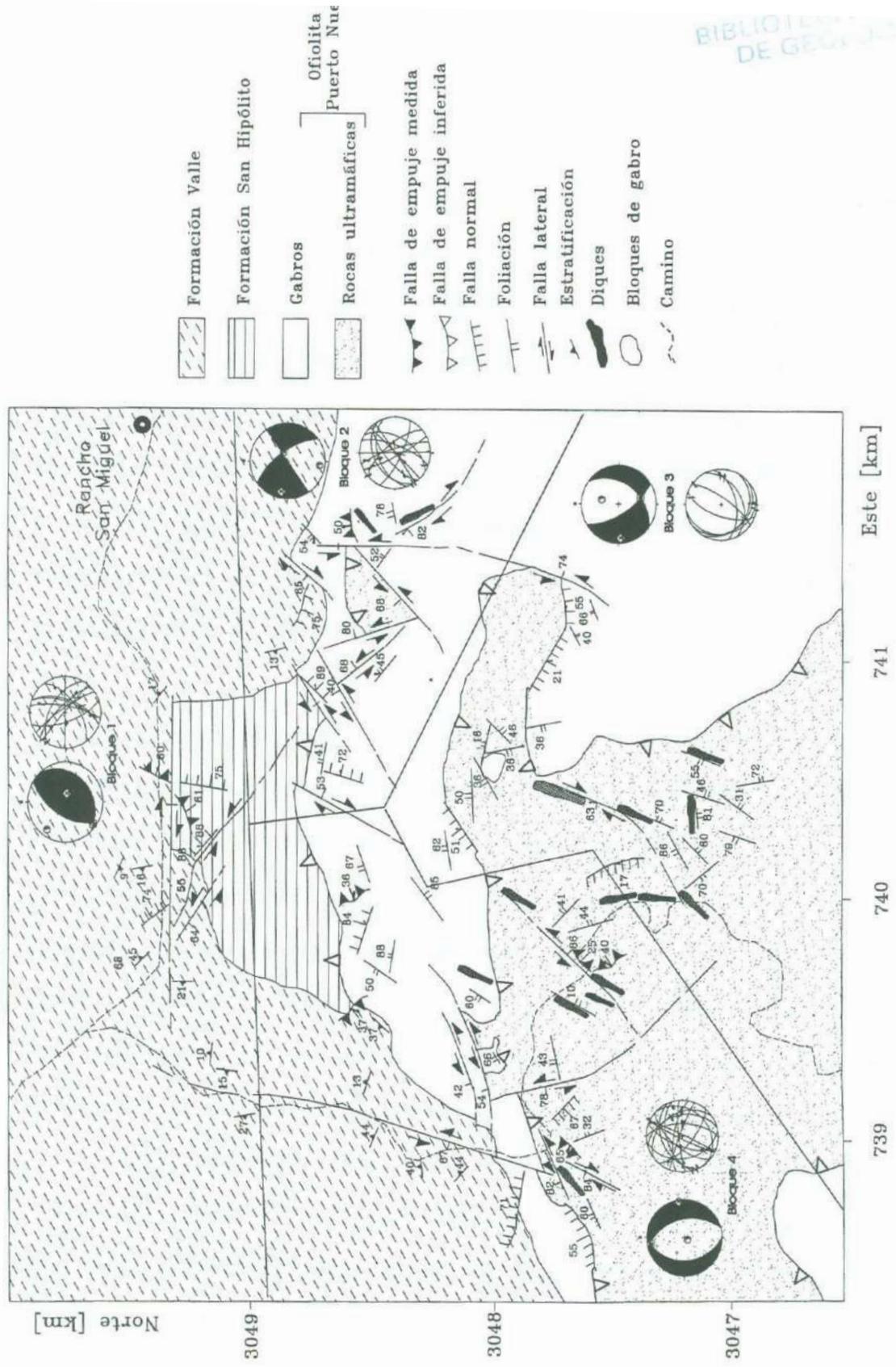


Figura 16. Mapa Geológico del área de San Miguel, localización de las de las regiones donde se realizó el análisis del campo de esfuerzos

σ_1 es 12/S7°W, de σ_2 es 6/N10°E y de σ_3 es 10/N70°W (Figura 17.b). El 70% de las fallas de desplazamiento lateral en esta zona son siniestras, mientras que el resto son dextrales. Para la zona SE, el análisis cinemático muestra como mejor solución un par de fallas conjugadas de desplazamiento lateral, donde σ_1 está orientada 49/N13°E, σ_2 en 37/S15°E y σ_3 en 14/S86°W (Figura 17.c). Los desplazamientos de estas fallas laterales tienen una componente oblicua y comúnmente presentan fallas normales asociadas. Del análisis del fallamiento de la zona SW se obtuvo una solución que indica extensión, donde la dirección de σ_1 es 82/S31°W, σ_2 es 6/N10°W y σ_3 es 5/N81°E (Figura 17.d). Se interpreta que esta solución está influenciada por el ambiente trastensivo creado por las fallas de desplazamiento lateral que dominan la zona.

En general, las soluciones obtenidas de este análisis son consistentes cuando se visualizan en conjunto. Esto es, si suponemos una elipse de deformación para toda la zona, observamos que σ_1 estaría orientada cercana a N-S (12/S7°W), la cual resuelve todo el conjunto de datos excepto el fallamiento inverso cuyo significado es local. Esta solución es congruente con la estimación efectuada por Angelier *et al.* (1981) para la Península de Vizcaíno, donde σ_1 está orientada N20°W. Estos autores consideran que la deformación dominante en la región está relacionada con el sistema Tosco-Abrejos el cual consideran activo de acuerdo con deformaciones observadas en sedimentos del Cuaternario.

Con la finalidad de probar si las estructuras analizadas en este capítulo se deben a un campo de esfuerzos único, se graficaron todas las fallas (Figura 18) y la solución sugiere que, para la región de San Miguel, en particular, el régimen de esfuerzos es extensional con σ_3 orientado casi E-W (6,S87°W).

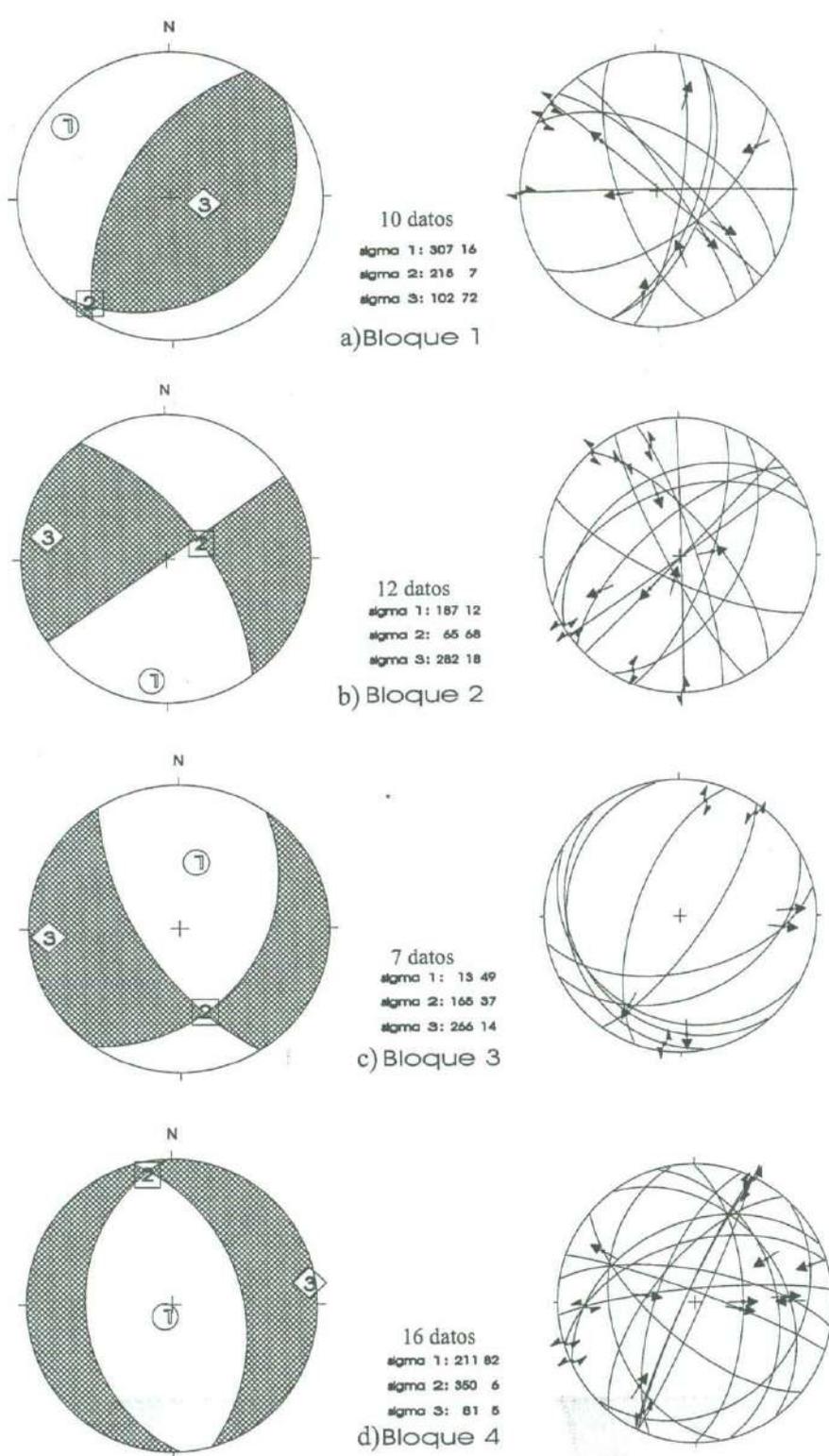


Figura 17. Representación de los 4 bloques en que fué dividida el área para el análisis estructural del fallamiento. Izquierda, diagramas de esfuerzos principales que muestran los dominios compresionales y extensionales, derecha, estereogramas donde se grafican los planos de falla y su sentido de movimiento.

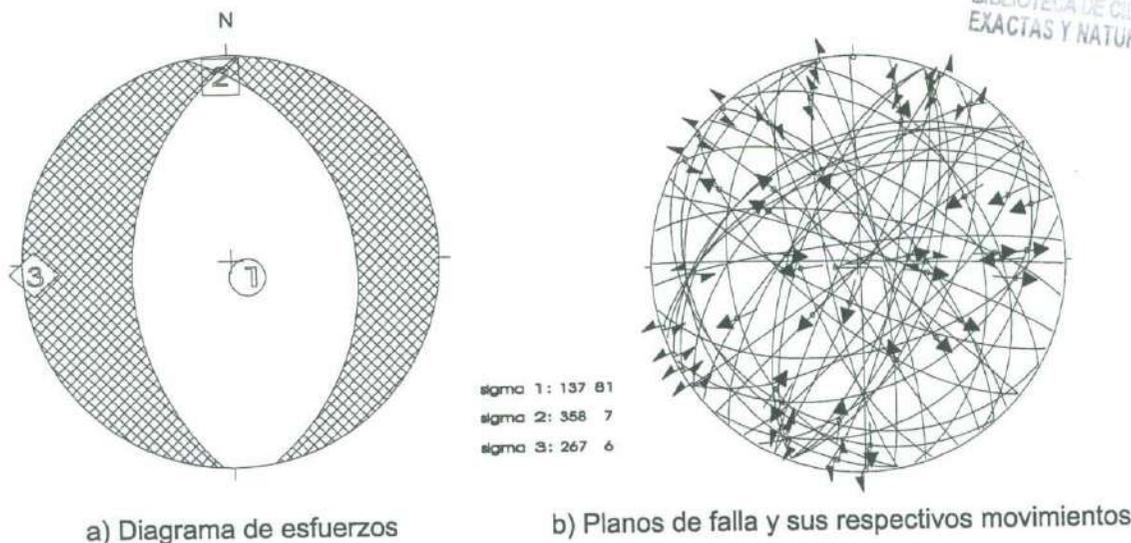


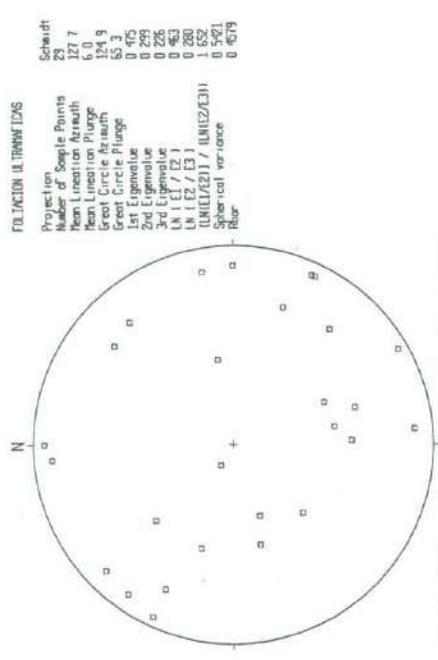
Figura 18. Diagrama de esfuerzos y estereograma donde se grafican todas las fallas que fueron medidas en el área de San Miguel.

III.3. RASGOS ESTRUCTURALES DE LA OFIOLITA PUERTO NUEVO EN EL AREA DE SAN MIGUEL

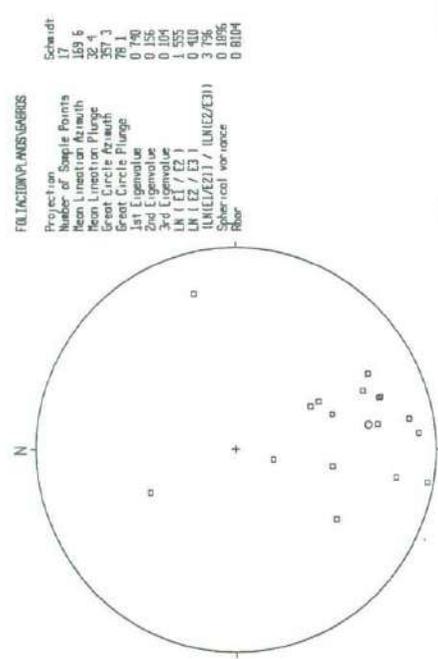
A través de la representación de los planos de foliación, diques y sills en estereogramas y diagramas de rosas, se observaron algunas tendencias estructurales en esta porción de la ofiolita, que a continuación se describen

A partir de los datos foliación, representados en estereogramas como planos y polos, se observó que el gabro presenta una tendencia general que varía entre $N40^{\circ}-75^{\circ}E$, dominando sobre los planos con dirección NW (Figura 19.b). En las rocas ultramáficas los polos de los planos de foliación (Figura 19.c) muestran una fuerte dispersión, atribuyéndose en gran parte a la deformación plástica que afectó a este miembro durante su serpentización y emplazamiento.

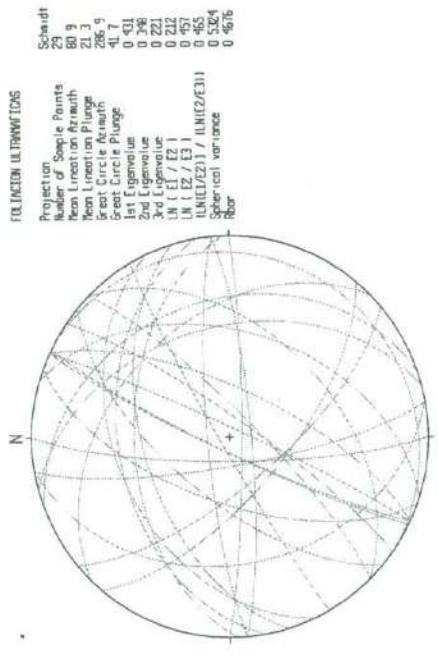
Por otro lado, se midió la orientación e inclinación de diques y sills que intrusionan, principalmente, a las rocas ultramáficas de esta ofiolita. La disposición general de los 20 datos



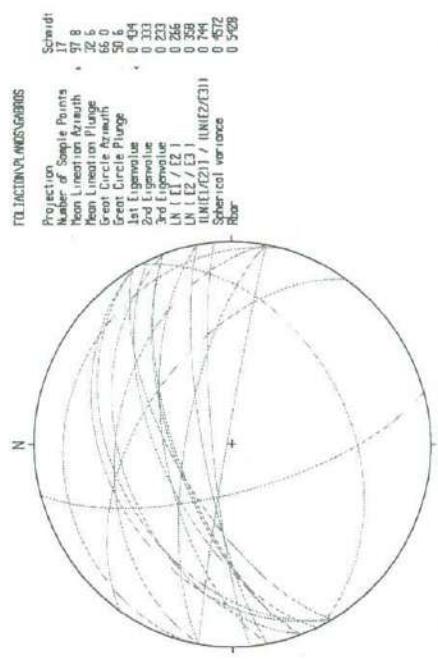
a) Polos de la foliación del gabro



a) Polos de la foliación en rocas ultramáficas



b) Planos de la foliación del gabro



b) Planos de la foliación en rocas ultramáficas

Figura 19. Estereofalsillas donde se grafican los planos y polos de la foliación medida en el gabro y en las rocas ultramáficas del área de San Miguel.

de diques y sills muestran una fuerte tendencia N30°E, como lo indica el diagrama de rosas bidireccional de la Figura 20.b.

A pesar de que es escaso el número de datos estructurales tomados de los diques se interpreta que esta dirección podría, localmente, representar rasgos primarios de la Ofiolita Puerto Nuevo.

Se observó en campo que el emplazamiento de estos diques ocurrió a través de planos de cizalla, y se interpreta que éstos últimos contribuyeron en la formación de zonas de brechamiento de diferente escala en las rocas ultramáficas.

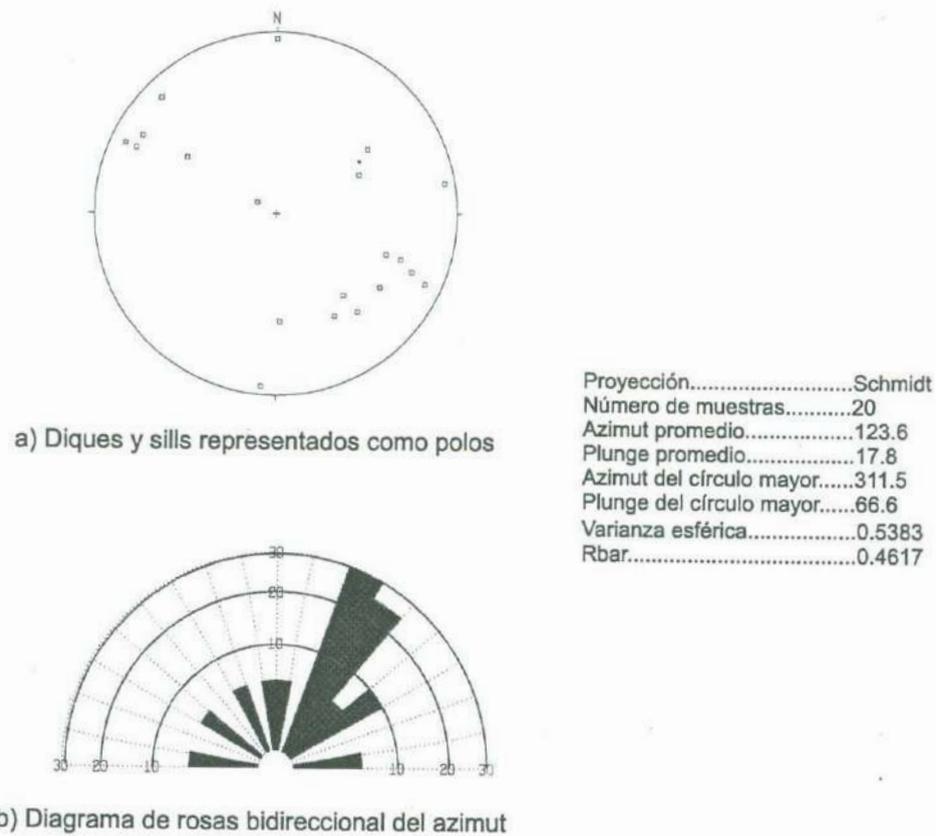


Figura 20. Representación gráfica de los diques y sills. a) Estereograma con los polos de los planos, b) diagrama de rosas bidireccional del azimuth de los diques y sills.

MAGNETOMETRÍA

Uno de los objetivos de este proyecto es utilizar las propiedades magnéticas de las rocas en el área de estudio para estimar la geometría del cuerpo ultramáfico. En este capítulo se discute la susceptibilidad magnética y la densidad de algunas muestras representativas y la metodología empleada durante la prospección magnetométrica. De la interpretación de los datos de campo y laboratorio, se obtuvo un mapa de anomalías magnéticas residuales y se hizo un modelo bidimensional que explica las relaciones geométricas entre las rocas máficas y ultramáficas a lo largo de un perfil.

IV.1. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (K)

Para conocer la susceptibilidad magnética (K) de los diferentes tipos de roca expuestos a lo largo de los caminamientos, se colectaron 25 muestras representativas de las unidades litológicas que afloran en el área de San Miguel (Figura 21). Las muestras se cortaron en prismas de 2cm X 2cm X 2.5 cm para medir su susceptibilidad magnética en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM. El peso de los ejemplares fue medido en una balanza y el volumen de los cubos se calculó por el método de desplazamiento de líquido para determinar el valor de la densidad a partir de estos dos parámetros. En la Tabla 3 se muestran los valores de susceptibilidad de cada una de los ejemplares expresados en unidades del sistema cgs. Se observa que el valor promedio de las rocas ultramáficas es de 54.64×10^{-6} cgs (después de eliminar el valor más alto y el más bajo), contrasta notablemente con las otras muestras analizadas. En contraste, las rocas máficas, cuya alteración no produce minerales magnéticos, muestran valores relativamente bajos, con excepción de la norita con clinopiroxeno (8) y un gabro con olivino (12).

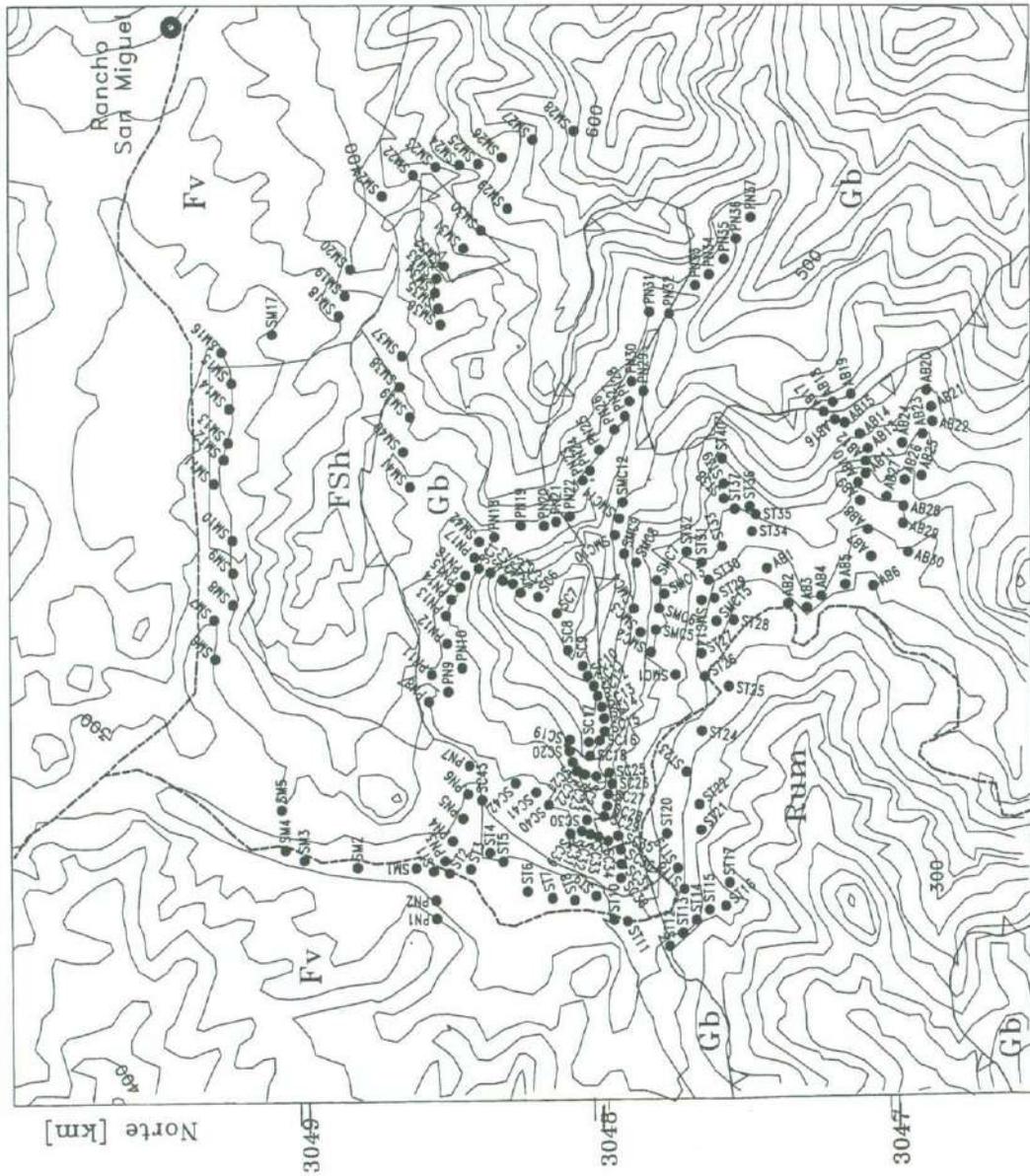


Figura 21. Mapa topográfico del área de San Miguel donde se muestran las estaciones de medición del campo geomagnético.

Tabla 3. Datos obtenidos de las mediciones de susceptibilidad magnética y densidad de las muestras de rocas volcánicas, diques, gabros y rocas ultramáficas.

No. de Muestra	Punto de Ubicación	Clasificación de la muestra	Densidad (g/cm ³)	K (10 ⁻⁶ cgs/cm ³)
Rocas volcánicas				
1	PN7	Latita	2.53	2.05
2	PN8	Cuarzo-traquita	2.30	2.50
Diques				
3	ST35	Dique de cuarzomonzonita	2.67	4.13
4	AB1	Dique de diabasa	2.72	4.83
5	AB2	Dique de diabasa	2.51	2.65
6	AB10	Dique de plagiogranito	1.98	2.44
Gabro				
7	PN9	Gabronorita	2.64	5.60
8	PN13	Norita con cpx	2.97	27.70
9	PN25	Gabro	2.66	7.41
10	PN34	Gabro con ol	2.37	4.33
11	SC8	Gabro con opx	2.64	3.46
12	SC42	Gabro con ol	2.77	33.94
13	AB19	Gabro con opx	2.44	1.94
14	SM23	Gabro con ol y opx	2.41	3.22
15	SM26	Gabro con hornblenda	3.10	2.36
Rocas ultramáficas				
16	PN22	Lherzolita	2.30	46.23
17	PN23	Harzburgita	2.35	43.35
18	SC25	Harzburgita	1.27	57.65
19	ST21	Harzburgita	1.94	27.70
20	ST26	Dunita	2.44	3.02
21	ST34	Dunita	2.01	34.89
22	ST39	Dunita	2.57	114.70
23	AB21	Harzburgita	2.19	68.18
24	SMC2	Harzburgita	1.65	52.76
25	SMC3	Harzburgita	2.27	106.42

Tipo de roca	Promedio * (X 10 ⁻⁶ cgs/cm ³)	Rango de densidad (g/cm ³)
Ultramáficas	54.64	1.27 - 2.57
Gabros	7.72	2.41 - 3.10
Diques máficos	3.51	2.51 - 2.72
Rocas volcánicas	2.27	2.30 - 2.53

*Para el promedio se eliminó el valor más alto y el más bajo

En cada caso la susceptibilidad depende de los minerales presentes en la roca, principalmente magnetita.

En la gráfica de la Figura 22 se puede ver que existe correlación entre los valores de susceptibilidad y el contenido de magnetita en la mayoría de los ejemplares. Exceptuando los valores mayores a 100×10^{-6} cgs/cm³ de las rocas ultramáficas, se observa que la susceptibilidad magnética puede variar hasta 70×10^{-6} cgs/cm³ (50×10^{-6} cgs/cm³) para un mismo porcentaje de magnetita. Esto se atribuye a que posiblemente el tamaño y la concentración de magnetita variaron durante los procesos de serpentinización.

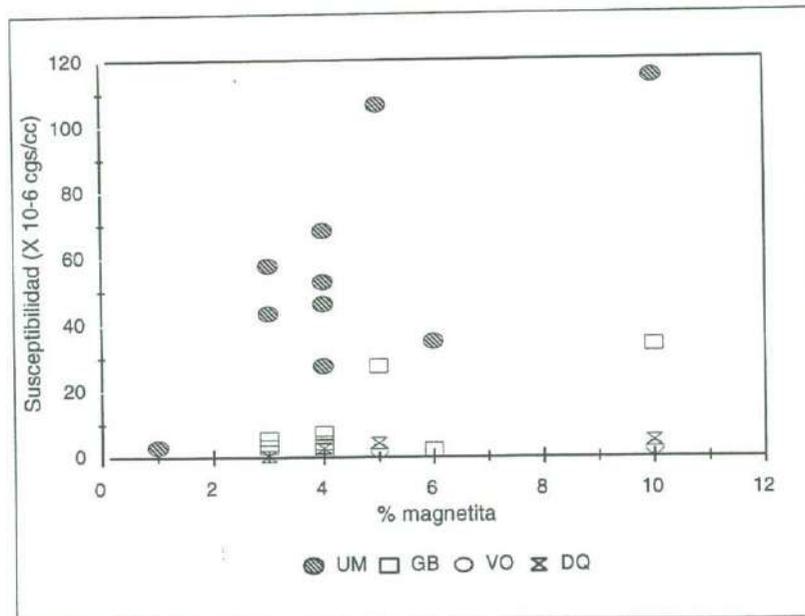


Figura 22. Gráfica de susceptibilidad magnética contra contenido de magnetita de las muestras de rocas ultramáficas (UM), gabro (GB), rocas volcánicas (VO) y diques (DQ), donde se puede observar que las rocas ultramáficas son las más ricas en magnetita y las que presentan los más altos valores de susceptibilidad.

Los rangos de densidad obtenidos para los diferentes tipos de roca (Tabla 3) están dentro de los promedios propuestos por Carmichael (1989), con excepción de las rocas ultramáficas serpentinizadas. Estas últimas característicamente presentan una densidad de aproximadamente 2.1 g/cm^3 (Tabla 3) menor a la del protolito, cuyo promedio sería de 3.21

g/cm^3 (Carmichael, 1989). Lo anterior se puede atribuir al incremento de volumen que sufrieron las peridotitas al serpentinizarse debido a la hidratación del olivino y piroxeno. En contraste con las rocas máficas tienen densidades que varían en promedio desde 2.42 g/cm^3 en las rocas volcánicas, hasta 2.66 g/cm^3 en los gabros.

IV.2. ADQUISICIÓN Y CORRECCIÓN DE DATOS

Se midió la intensidad del campo magnético en la parte central de la zona de estudio, hacia el sur del rancho San Miguel, donde se realizaron seis caminamientos a lo largo de los cuales se establecieron 210 estaciones de medición enfatizando en las zonas de contacto y de variación litológica (Figura 21). Debido a la topografía abrupta, los sitios de medición se realizaron preferentemente por el cauce de los arroyos, tratando de cortar perpendicularmente los contactos litológicos.

Se midió la intensidad del campo magnético utilizando dos magnetómetros de precesión de protones Geometrics (modelo G-856) de campo total. Para monitorear la variación temporal del campo geomagnético local, un magnetómetro se instaló como base, el que estuvo registrando en forma continua durante el tiempo del estudio, mientras que con el otro se realizaron las mediciones a lo largo de los caminamientos, en la modalidad de magnetómetro a dos diferentes alturas (2 y 3 m) con la finalidad de conocer el gradiente vertical de la intensidad del campo magnético en cada estación.

La longitud de los caminamientos varió entre 600 m y 4 km, con una separación entre estaciones de 50 a 100 m, dependiendo de las dimensiones de los afloramientos de interés. En la Figura 23 se muestran los caminamientos, los cuales se trazaron siguiendo varios propósitos: con el caminamiento indicado con SM se intentó observar el contraste entre la respuesta magnética de las unidades volcánicas y plutónicas. Los datos de los caminamientos PN, SC y ST fueron levantados principalmente sobre los afloramientos de las rocas ultramáficas y gabro, cubriendo en parte a los sedimentos de la Formación Valle, mientras que los caminamientos SMC y AB se hicieron sobre las rocas ultramáficas. El

caminamiento SMC se realizó en una zona de rocas ultramáficas rica en cromita, concentrada en pods. Con el levantamiento del caminamiento AB se buscó conocer el comportamiento magnético de la zona de serpentinita brechada.

La variación temporal del campo geomagnético local, registrada con el magnetómetro base, se eliminó de las mediciones realizadas en los caminamientos. Para realizar esta corrección se supone que una medida de la tendencia central, v.g. la media, en la serie de mediciones registradas en la estación base, representa el valor esperado del campo magnético en el área de estudio. De esta forma, las diferencias entre la media y el valor observado en la base, como función del tiempo, constituye la variación temporal del campo geomagnético local. Dicha variación se resta del campo observado con el magnetómetro móvil para obtener el campo magnético asociado únicamente con la litología local.

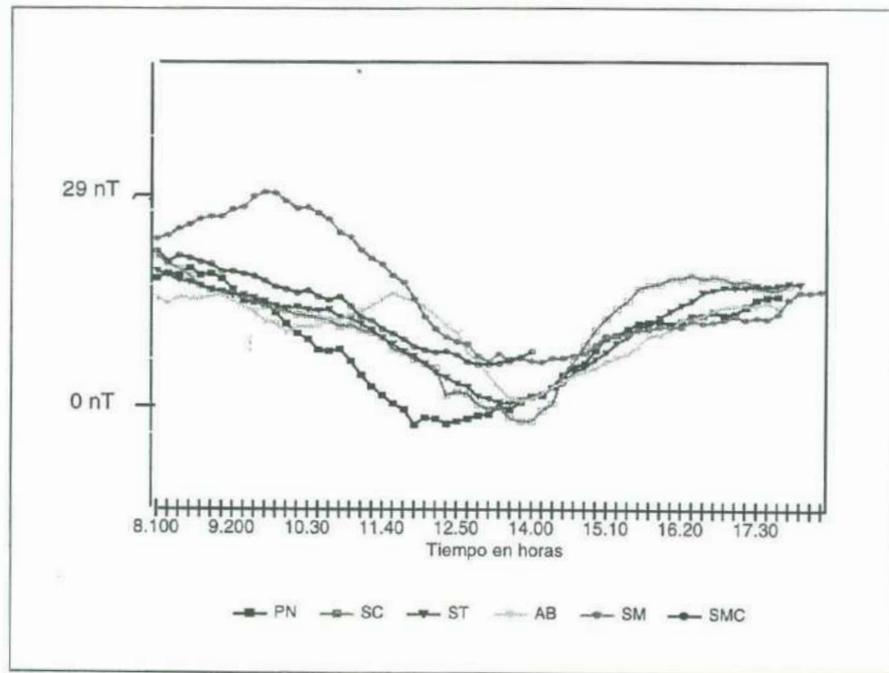


Figura 23. Gráfica que muestra la variación temporal del campo geomagnético registrada durante los seis días que duró la exploración en el área de San Miguel.

En la Figura 23 se muestra la variación temporal del campo geomagnético registrada durante los seis días que duró el estudio de campo. En esta figura se puede observar que durante el tiempo del estudio no se presentó ninguna perturbación importante (tormenta magnética) en el campo geomagnético y que la variación máxima, de pico a pico, es del orden de 29 nT. Esta corrección se aplicó a los datos colectados a 2 y 3 m de altura.

Una vez que los datos fueron corregidos, se procedió a obtener la anomalía residual de la zona sustrayendo a los datos corregidos por variación temporal, la superficie de primer orden que mejor ajusta a los datos en el sentido de cuadrados mínimos. Para representar el resultado de esta operación, a partir de los datos distribuidos irregularmente en el área de San Miguel, se generó una retícula regular con nodos a cada 250 m, utilizando el método de interpolación Kriging en proyección ortogonal. Los datos regularizados de esta manera se muestran en la Figura 24, como un mapa de contornos de anomalías magnéticas residuales del campo total. En la Figura 25 se presenta el mapa de contornos del gradiente vertical de la intensidad del campo magnético, obtenido de la diferencia de mediciones realizadas en una misma estación a dos diferentes alturas.

Dentro de la masa de serpentinitas se observó una serie de anomalías, algunas de ellas con carácter dipolar (Figura 24), que por su orientación sugieren que la dirección de magnetización es normal. La presencia de la anomalía dipolar que se localiza en la parte central del mapa de contornos es consistente con los altos valores de susceptibilidad magnética que presentaron las muestras 24 y 25 (Tabla 3) colectadas en esa localidad.

Entre las coordenadas 740.8 [E] y 3047.0 [N], en el contacto entre las serpentinitas y un potente cuerpo de gabros masivos, se observa un fuerte gradiente magnético en donde el valor de las anomalías residuales se incrementa de -100 nT a 400 nT. Los valores aumentan notablemente a medida que nos acercamos al contacto con los gabros, interpretándose que el cuerpo de serpentinitas es continuo bajo los gabros, y que entonces el incremento de los valores se debe a la suma de las dos unidades.

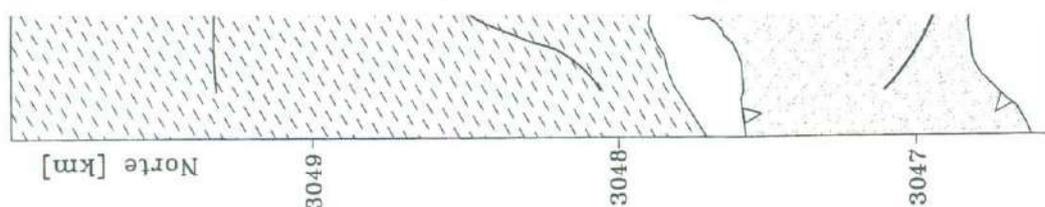


Figura 24.
a cada 10



Figura 25. Mapa geológico donde se muestra el mapa de contornos del gradiente vertical del campo geomagnético. Las curvas se grafican a cada 20 nT.

En las coordenadas 739.3 [E] y 3048.0 [N], así como en

gabroico, se identificaron afloramientos de serpentinitas donde las anomalías magnéticas se incrementan significativamente. Estos pequeños cuerpos de rocas ultramáficas se manifiestan claramente en el mapa de contornos del gradiente vertical (Figura 25), debido a que su influencia produce variaciones más intensas del campo magnético en las proximidades de estos cuerpos.

En las Figuras 24 y 25 se observa que la presencia de grandes estructuras de diques, cuya anchura varía de 10 a 30 m, no produjeron alteración en el campo magnético, por lo que las anomalías observadas se atribuyen principalmente a las serpentinitas.

En las coordenadas 740.5 [E] y 3047.8 [N], dentro del miembro de rocas ultramáficas, se identificó un mínimo magnético de hasta -500 nT que se extiende por poco más de 1000 m hacia el noreste (Figura 24). Con el objeto de eliminar las variaciones de longitud de onda corta, se filtró la anomalía magnética residual con un operador de nueve puntos. En este mapa de contornos (Figura 26) se define, hacia la parte central del área, un mínimo magnético orientado NNE-SSW. Esta depresión magnética observada en los contornos no es más que el lóbulo negativo de una anomalía dipolar, observándose la parte positiva hacia el sureste, justo en el contacto con el gabro. La presencia de estas anomalías dipolares se atribuye a la alta susceptibilidad magnética de las rocas ultramáficas serpentinizadas.

IV.3. MODELADO MAGNÉTICO DEL PERFIL A-A'

Se modeló el perfil A-A' (Figura 5) atravesando el mínimo magnético con la finalidad de conocer la geometría del cuerpo responsable del abatimiento de los contornos y estimar el espesor del miembro ultramáfico de la ofiolita en San Miguel. El perfil está orientado con

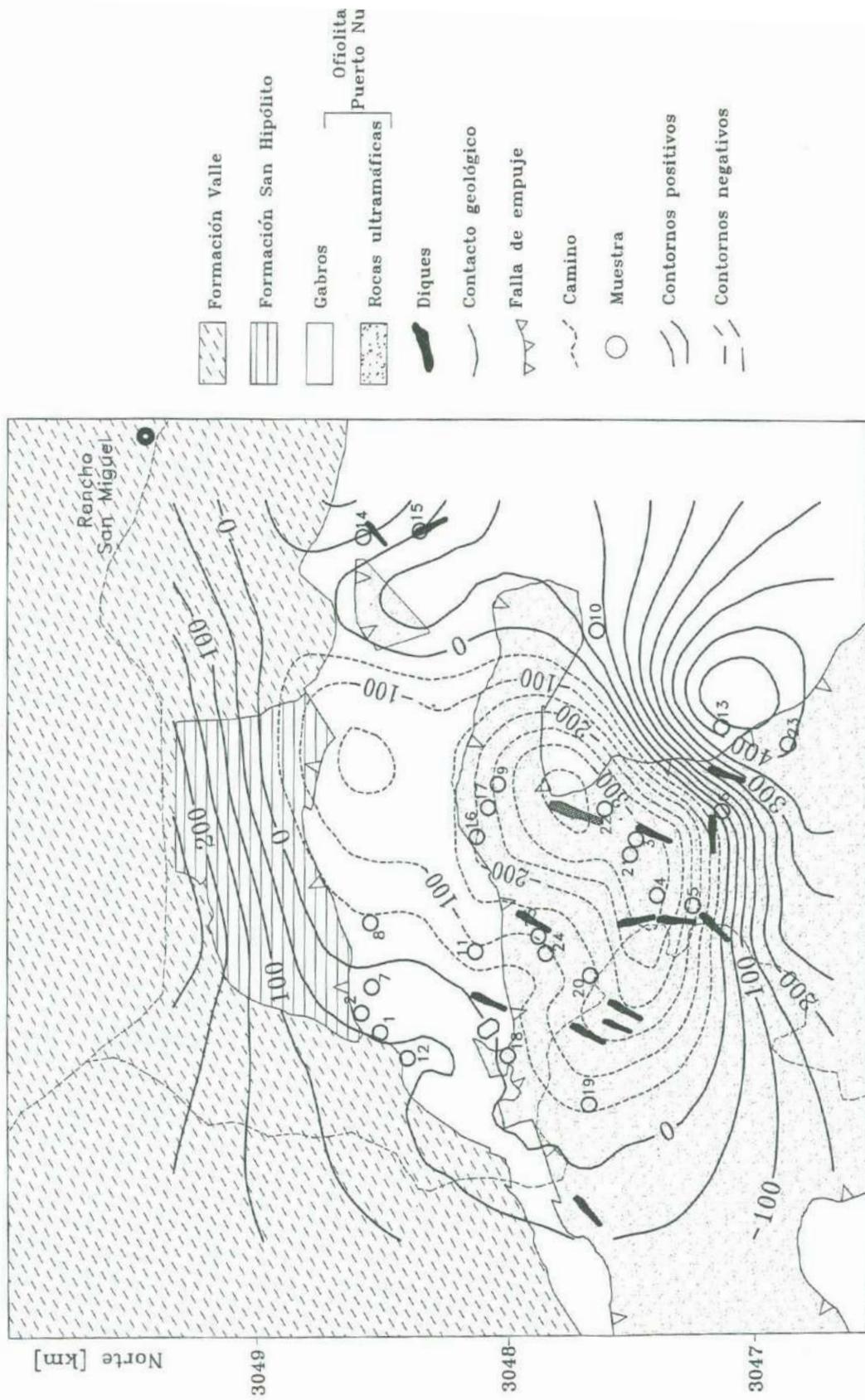


Figura 26. Mapa geológico y anomalía magnética residual filtrada, con curvas a cada 50 nT.

un azimut de 127.5° a lo largo de un rumbo
hacia el norte, a las areniscas de la Formación Valle.

La intensidad del campo geomagnético en esta región es de 46000 nT, la declinación de 11° al este y la inclinación de 54° al norte. Los valores de susceptibilidad magnética que se utilizaron para el modelado son de 55.0×10^{-6} cgs/cm³ para las rocas ultramáficas y 7.0×10^{-6} cgs/cm³ para el gabro (Tabla 3). Debido a que no se tomaron muestras de los sedimentos de la Formación Valle, el valor de susceptibilidad utilizado fué de 20.0×10^{-6} cgs/cm³ que representa el promedio para sedimentos reportado por Carmichel (1989).

En la Figura 27 se presenta el modelo que mejor se ajustó a la curva de los datos observados. Debido a que la susceptibilidad magnética asociada a la Formación Valle y al gabro es mucho menor que la de las rocas ultramáficas, y en consecuencia, su efecto magnético también lo es, el modelado consistió en encontrar el valor de susceptibilidad magnética y la geometría de un cuerpo alterno que fuera capaz de producir estas anomalías magnéticas.

El valor de la susceptibilidad del cuerpo magnético que mejor aproxima a la curva calculada con la curva observada, es del orden de 500×10^{-6} cgs/cm³, con la geometría representada en la Figura 27. El cuerpo magnetizado obtenido del modelo tiene la forma de un manto, el cual yace bajo las serpentinitas aflorantes a través de un contacto irregular. El espesor mínimo aproximado que presenta es de 460 m y el máximo es del orden de los 800 m. Se interpreta que el manto magnético obtenido del ajuste de los datos forma parte del miembro serpentinitico de la Ofiolita Puerto Nuevo. La diferente susceptibilidad magnética que presentan las rocas ultramáficas aflorantes con respecto a las del cuerpo magnético a profundidad, se atribuye a la diferente composición del protolito. Se infiere que el protolito del cuerpo no aflorante era más rico en olivino, de tal forma que a partir de los procesos de serpentización formó más magnetita secundaria, dando lugar a un manto ferrimagnético.

De acuerdo con lo anterior, si el miembro serpentínico a profundidad forma parte del miembro serpentínico, entonces se infiere del perfil A-A' que el espesor máximo de este miembro en el área de San Miguel es del orden de los 1000 m.

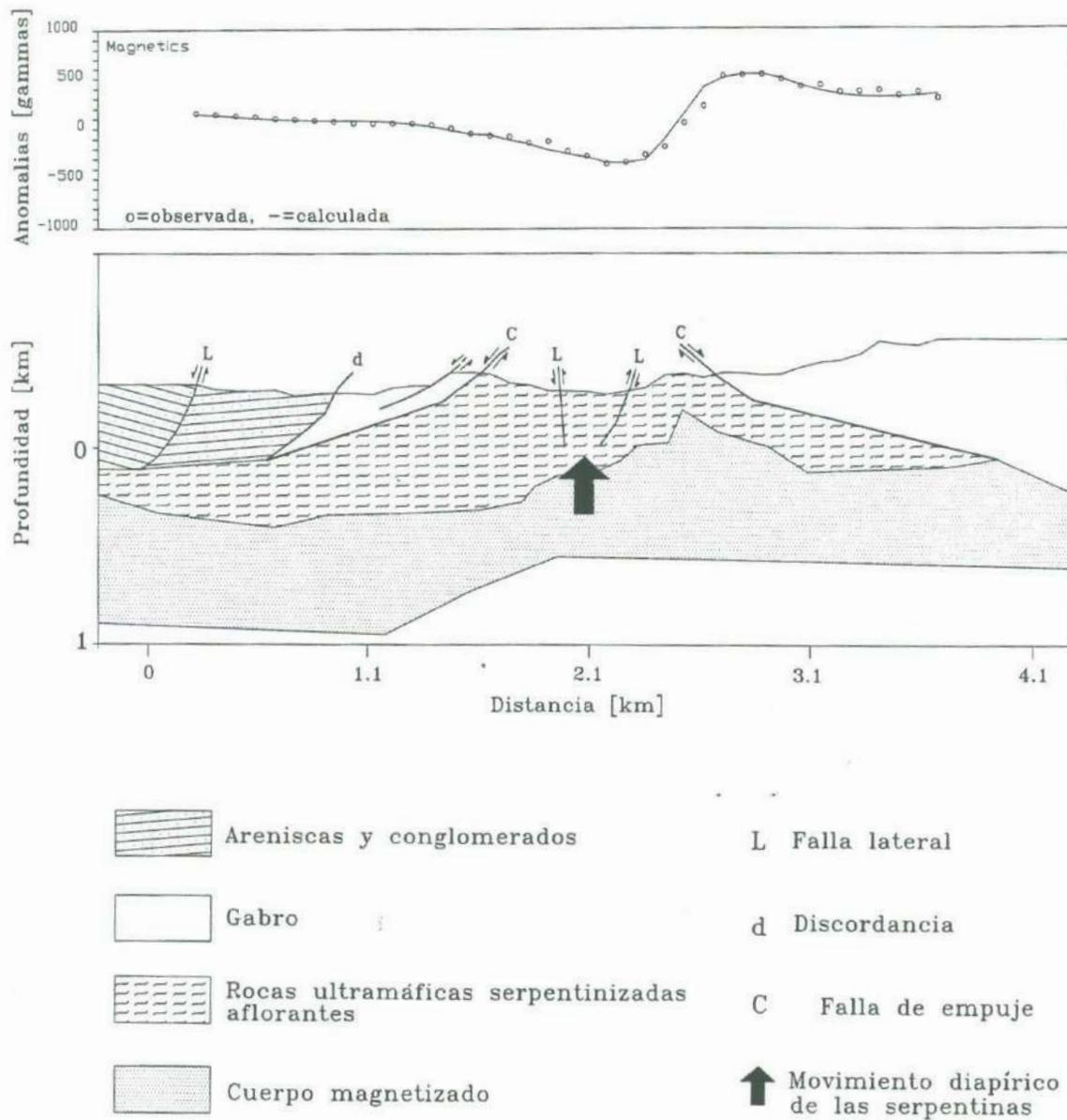


Figura 27. Resultados del modelado magnético del perfil A-A', donde se observa el mejor ajuste a la curva de datos y donde se muestra la interpretación geológica.

CONCLUSIONES

De acuerdo con los antecedentes bibliográficos, se interpreta que las secuencias litológicas que afloran en la región de la Península de Vizcaíno, representan fragmentos acrecionados de cuencas marginales y de arcos de islas del Mesozoico (Rangin, 1978; Gastil *et al.*, 1978). Con base en dataciones radiométricas obtenidas del Complejo máfico-ultramáfico Puerto Nuevo (Kimbrough, 1982), en el contenido faunístico de la Formación San Hipólito y en la edad de los basaltos almohadillados de la Ofiolita La Costa, se interpreta que ambos fragmentos ofiolíticos se formaron en un ambiente de cuenca marginal, muy próximos al frente activo representado por la Formación San Hipólito durante el Triásico Superior.

Se presentan a continuación los resultados obtenidos:

De la combinación de datos geológicos, petrográficos y estructurales:

-La estratigrafía del área de estudio está constituida por rocas sedimentarias del Cenomaniano-Santoniano (Formación Valle), por rocas volcánicas y basaltos del Triásico Superior (Formación San Hipólito) y por el miembro gabrónico y de rocas ultramáficas de la Ofiolita Puerto Nuevo. Las relaciones de contacto entre las diferentes unidades son principalmente por planos de falla.

-Del análisis petrográfico de las rocas ultramáficas se observó que las muestras están serpentinizadas en un 85% a 100%, de donde el mineral del grupo de la serpentina que predomina es la lizardita. En menor proporción se identificó crisotilo de deslizamiento y de

antigorita.

Las texturas desarrolladas a partir de la serpentinización pseudomórfica de los cristales, están representadas por las texturas en malla y la de reloj de arena (a nivel cristal). Mientras que la textura que resultó como producto de la recristalización de las texturas pseudomórficas, está caracterizada por la textura de entrelazamiento, donde se observó antigorita.

La presencia de bandas tipo kink en las serpentinitas evidencia la deformación plástica a que estuvieron sometidas las rocas durante el incremento de volumen de la masa al serpentinizarse.

Del reconocimiento de las bastitas y pseudomorfos, se infiere que los protolitos ultramáficos probables son: harzburgita, dunita y lherzolita, en ese orden de abundancia.

Con excepción de los gabros con olivino, las rocas del miembro gabróico no presentan alteración a minerales del grupo de la serpentina, observándose únicamente alteraciones que indican la circulación de fluidos de baja temperatura (argilitización y epidotización). De la clasificación de las muestras en los diagramas de clasificación de Streckeisen (1976) se identificó: gabro, gabro con olivino, gabro con ortopiroxeno, gabronorita y norita con clinopiroxeno, en ese orden de abundancia. Los diques y sills que intrusionan a la Ofiolita Puerto Nuevo se clasificaron como diabasa, cuarzomonzonita y plagiogranito.

-Se interpreta que la serpentinización del miembro de rocas ultramáficas tuvo lugar durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior, a una profundidad de aproximadamente 6 km (como lo indica la presión a la cual es estable la asociación lizardita-crisotilo), asociado al evento térmico de la edificación del arco de isla representado por la Formación San Hipólito.

-Las relaciones de contacto entre el miembro gabróico y el miembro de rocas ultramáficas están caracterizadas por fallas de empuje de bajo ángulo. Estos planos de falla nos revelan que el mecanismo de emplazamiento de las rocas ultramáficas pudo haber sido

-Se observó que el fallamiento observado en el área de San Miguel es principalmente de tipo normal y que no corresponde con la historia de emplazamiento de la

densidad que experimentó este miembro al serpentinizarse.

-Se observó que el fallamiento observado en el área de San Miguel es principalmente de desplazamiento lateral y que no corresponde con la historia de emplazamiento de la secuencia máfica-ultramáfica; en su lugar, indica la última deformación de la zona que, de acuerdo a Angelier *et al.* (1981) estaría relacionada con el sistema transtensional Tosco-Abreojos, activo desde el Mioceno hasta el Cuaternario.

Se interpreta que la orientación persistente (N30°E) que presentan tanto los diques y sills como los planos de cizalla en las rocas ultramáficas, podrían representar tendencias estructurales primarias de la ofiolita en vista de que no se ha observado alguna otra tendencia.

Del estudio magnético:

-De los resultados obtenidos del laboratorio, se observó que las muestras de rocas ultramáficas tienen una susceptibilidad magnética siete veces mayor que la de los gabros, debido al alto contenido de magnetita secundaria de las primeras. Además, las muestras fuertemente serpentinizadas muestran una disminución en su densidad de hasta el 34% con respecto a la de su protolito, lo que favoreció el movimiento diapírico de la masa serpentinitica.

-En el mapa de anomalías magnéticas residuales se observaron grandes contrastes entre las rocas ultramáficas y el gabro, incrementando el valor del campo donde afloran las rocas ultramáficas.

-Mediante el modelado magnético del perfil A-A', se identificó la presencia de un cuerpo de serpentinitas fuertemente magnético con un espesor del orden de los 800 m que yace a una profundidad mínima de 180 m.

BIBLIOGRAFÍA

- Angelier, J., J., Colletta, J., Chorowicz, L., Ortlieb y C., Rangin, 1981. Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico: *Journal of Structural Geology*, v.3, n.4., p. 347-357.
- Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America: *Geological Society of America Bulletin*, v.81, p. 3513-3536.
- Atwater, T., y P. Molnar, 1973, Relative motion of the Pacific and North American plates deduced from sea-floor spreading in the Atlantic, Indian, and South Pacific Oceans, *en* Tectonic problems of the San Andreas fault system, California: Stanford University Publications in the Geological Sciences, p. 136-148.
- Baldwin, S.L., y T.M. Harrison, 1992, The P-T-t history of blocks in serpentine-matrix mélange, west-central Baja California: *Geological Society of America Bulletin*, v.104, p.18-31.
- Barnes, D.A., 1982, Basin Analysis of volcanic arc-derived Jura-Cretaceous sedimentary rocks, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico: PhD Dissertation, University of California, Santa Barbara, 249 p.
- Barnes, D.A., 1984, Volcanic arc derived, Mesozoic sedimentary rocks, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico, *en* V.A. Frizzell, ed., *Geology of the Baja California Peninsula*: Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Pacific Section, v. 39, p. 119-130.
- Barnes, D., y J. Mattinson, 1981, Late Triassic-Early Cretaceous age of eugeoclinal terranes, western Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico (Abstracts): *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v.13, p.43.
- Boles, J.R., 1978, Basin analysis of the Eugenia Formation (Late Jurassic), Punta Eugenia area, Baja California, *en* D.G. Howell and K. A. McDougall, eds., *Mesozoic paleogeography of the western United States*: Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Pacific Section, Pacific Coast Paleogeography Symposium 2, p. 493-498.
- Boles, J.R., y J.J. Hickey, 1979, Eugenia Formation (Jura-Cretaceous) Punta Eugenia area, *en* P.L. Abbott and R.G. Gastil, eds., *Baja California Geology*: Department of Geological Sciences, San Diego State University, Fieldtrip Guidebook for the 1979 Geological Society of America Annual Meeting, San Diego, p. 65-71.
- Carmichael, R.S., 1989, Magnetic properties of minerals of rocks, *in* Carmichael, R.S., *Practical handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals*: CRC Press, P. 299-358.
- Castro-Leyva, T., 1992, Geoquímica de los Platinoides de las ofiolitas del Vizcaino (Baja California Sur). Tesis de licenciatura de la Universidad de Sonora. 179 p.
- Cohen, L.H., Condie, K.C., Kuest.L.J., Jr., MacKenzie, G.S., Meister, F.H., Pushkar, P., and Stueber, A.M., 1963, Geology of the San Benitos Islands, Baja California, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v.74, p. 1355-1370.

- Dávila-Alcocer, V.M., y E.A., Pessagno, 1986, Bioestratigrafía basada en radiolarios del Triásico en el noroeste de la Península de Vizcaíno, Baja California Sur: Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Revista, v.6, n2, p.136-144.
- Delgado-Argote, L., R., Rubinovich-Cogan y A., Gasca-Durán, 1986, Descripción preliminar de la geología y mecánica de emplazamiento del complejo ultramáfico del Cretácico de Loma Baya, Guerrero. *Geofísica Internacional* .25, p.537-558.
- Delgado-Argote, L.A., M., López-Martínez, D., York y C.M., Hall, 1992, Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern México: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, p. 1590-1604.
- Delgado-Argote, L., I., Casar-Aldrete y E., González-Caver, et al., 1993, Geologic controls on the variation of hydrogen isotope ratios of structural water of serpentine from San Pedro Limón-Palmar Chico, Tierra Caliente Terrane, México. *Geofísica Internacional* 3, v. 32 p.415-427.
- Finch, J.W. y P.L. Abbott, 1977, Petrology of a Triassic marine section, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico: *Sedimentary Geology*, v.19, p. 253-273.
- Gastil, R.G., R.P., Phillips y E.C. Allison , 1975, Reconnaissance geology of the State of Baja California: *Geological Society of America Memoir* 140, 170 p.
- Gastil, G., G.J. Morgan y D. Krummenacher, 1978, Mesozoic history of peninsular California and related areas east of the Gulf of California, en D.G. Howell y K. A. McDougall, eds., *Mesozoic paleogeography of the western United States: Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Pacific Section, Pacific Coast Paleogeography Symposium* 2, p.107-116.
- Harper, G.D., 1980, The Josephine ophiolite-remnant of a Late Jurassic marginal basin in northwestern California: *Geology*, v.8, p. 333-337.
- Hickey, J., 1984, Stratigraphy and composition of a Jura-Cretaceous volcanic-arc apron, Punta Eugenia, Baja California Sur, Mexico, en V.A. Frizzell, ed, *The geology of the Baja California Peninsula, Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Pacific Section*, v.39, p. 149-160.
- Johanes, W., 1968. Experimental investigation of reaction forsterite + H₂O--serpentine + brucite. *Mineral Petrology* 19, 309-315.
- Jones, D.L., M.C., Blake y C., Rangin, 1976, The four Jurassic belts of northern California and their significance to the geology of the southern California borderland: en Howell, D.G., ed., *Aspects of the geologic history of the California continental borderland. American Association of Petroleum Geologist, Misc. Pub. 24, Pacific Section.*, p. 343-362.
- Kimbrough, D.L., 1982, Structure, petrology and geochronology of Mesozoic paleoceanic basement terranes on Cedros Island and the Vizcaino Peninsula: PhD Dissertation, University of California, Santa Barbara, 345 p.
- Kimbrough, D.L., 1985, Tectonostratigraphic terranes of the Vizcaino Peninsula and Cedros

- Kimbrough, D.L., 1987, U-Pb ages of granitoid clasts in upper Mesozoic arc-derived strata of the Vizcaino Peninsula, Baja California, Mexico: *Geology*, v.15, p.26-29.
- Lonsdale, P., 1991, Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California: en Dauphin P.J., y Simoneit T.R., ed., *The Gulf and peninsular province of the Californias: American Association of Petroleum Geologist, memoir 47.*
- Mina, F., 1957, Bosquejo geológico del territorio sur de la Baja California: *Boletín de la Asociación Mexicana de geólogos Petroleros*, v.9, p.139-269.
- Minch, J.A., G., Gastil, W., Fink, J., Robinson, y A.H., James, 1976, Geology of the Vizcaino Peninsula, en Howell, D.G., ed., *Aspects of the geologic history of the California Continental Borderland: American Association of Petroleum Geologist, Pacific Section, Miscellaneous Publication*, v.24, p.136-195.
- Moore, T.E., 1979, Geologic summary of the Sierra de San Andres ophiolite, en R.G. Gastil and P.L. Abbott, eds., *Baja California geology: Department of Geological Sciences, San Diego State University, Fieldtrip Guidebook for the 1979 Geological Society of America Annual Meeting*, San Diego, p.95-106.
- Moore, T.E., 1983, Geology, petrology, and tectonic significance of paleoceanic terranes of the Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico: PhD Dissertation, Stanford University, 376 p.
- Moore, T.E., 1984, Sedimentary facies and composition of Jurassic volcanoclastic turbidites at Cerro El Calvario, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico, en V. A. Frizzell, ed., *The geology of the Baja California peninsula: Los Angeles, Society of Economic Paleontologist and Mineralogist*, p.131-148.
- Moore, T.E., 1985, Stratigraphy and tectonic significance of the Mesozoic tectonostratigraphic terranes of the Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico, en Howell, D.G., ed., *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series 1*, p.315-329.
- Moore, T.E., 1986, Petrology and tectonic implications of the blueschist-bearing Puerto Nuevo mélange complex, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico: *Geological Society of America Memoir 164*, p.43-58.
- Patterson, D.L., The Valle Formation-physical stratigraphy and depositional model, southern Vizcaino Peninsula, Baja, in R.G. Gastil and P.L. Abbott, eds., *Baja California geology: Department of Geological Sciences, San Diego State University, Fieldtrip Guidebook for the 1979 Geological Society of America Annual Meeting*, San Diego, p.73-76.
- Pessagno, E.A., Jr., Finch, J.W., y Abbott, P.L., 1979, Upper Triassic Radiolaria from the San Hipolito Formation, Baja California: *Micropaleontology*, v.25, p.160-197.
- Rangin, C., 1976, Le complexe ophiolitique de Basse Californie. Une paléocroûte océanique écaïlle (péninsule de Vizcaino, Baja California, Mexique: *Société Géologique de France Bulletin (7)*, v.18, p.1677-1685.

- Rangin, C., 1978, Sur un complexe volcanique andésitique de Jurassique supérieur, et ses rapports avec des complexes ophiolitiques sur la marge continentale de Basse Californie (Mexique): Académie des Sciences, Compte Rendu, v.286, sér.D, p. 1049-1052.
- Rangin, C., 1982, Contribution à l'étude géologique de système cordeillérain du nord-ouest du Mexique { Thèse d'état}: Paris, Université de Paris VI, 588 p.
- Riveroll, G.C., 1978, A marine geophysical study of Vizcaino Bay and the continental margins of Western Mexico: PhD Dissertation, Oregon State University, 114 p.
- Robinson, J.W., 1975, Reconnaissance geology of the northern Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico: MS Thesis, San Diego State University, 114 p.
- Sedlock, R.L., 1988, Tectonic setting of blueschist and Island-arc terranes of west-central Baja California, Mexico: *Geology*, v.16, p. 623-626.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutierrez y R.C., Speed, 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. Geological Society of America Special Paper 278, 153 p.
- Spencer, J.E., y W.R., Normark, 1979, Tosco-Abreojos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico: *Geology*, v.7, n.11, p.554-557.
- Sperner, B., L., Ratschbacher y R., Ott, 1993. Fault striae analysis: a turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress tensor calculation: *Computers and Geosciences*, v.19, n.9, P. 1361-1388.
- Streckeisen, A.I., 1973, Plutonic rocks classification and nomenclature: *Geotimes*, v.18, p.26-30
- Streckeisen, A.L., 1976, To each plutonic rock its proper name: *Earth Science Series*, v.12, p.1-33.
- Telford, W.M., L.P., Geldart, R.E., Sheriff y D.A., Keys, 1976, *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, 860 p.
- Troughton, G.H., 1974, Stratigraphy of the Vizcaino Peninsula near Asuncion Bay, Territorio de Baja California, Mexico: MS Thesis, San Diego State University, 83p.
- Whalen, P.A., y E.A., Pessagno, 1984, Lower Jurassic radiolaria, San Hipolito Formation, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, in Frizzell, V.A., Jr., ed., *Geology of the Baja California Peninsula: Society of Economic Mineralogists and Paleontologists, Pacific Section*, v.39, p.53-65.
- Wicks, F.J., y Whittaker, E.J.W., 1977, Serpentine textures and serpentinization. *Canadian Mineralogist* 15, 459-488.
- Wicks, F.J., y J., Zussman, 1977, The characterization of serpentine minerals by X-ray diffraction. *Mineral Magazine* 31, p. 101-126.