

GEOLOGÍA Y MAGNETOMETRÍA DEL COMPLEJO MÁFICO-ULTRAMÁFICO PUERTO NUEVO EN EL ÁREA DE SAN MIGUEL, PENÍNSULA DE VIZCAÍNO, BAJA CALIFORNIA SUR

Castro-Leyva, Teresa de J., Delgado-Argote, Luis A. y García-Abdeslem, Juan
División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Correo Electrónico: ldelgado@cicese.mx

RESUMEN

El complejo máfico-ultramáfico Puerto Nuevo, que aflora en la parte central de la Península de Vizcaíno, está constituido por un miembro gabrótico y otro de rocas ultramáficas.

Aprovechando la alta susceptibilidad magnética que caracteriza a las rocas ultramáficas serpentinizadas, en contraste con las rocas encajonantes, se realizó un estudio geológico y magnetométrico en el área de San Miguel para conocer la geometría de los miembros del complejo e interpretar el mecanismo de emplazamiento y espesor del miembro de rocas ultramáficas.

Las rocas ultramáficas se caracterizan por su alto grado de serpentización (>85%), una intensa foliación y una alta susceptibilidad magnética, debida en gran parte al desarrollo de magnetita secundaria al serpentinizarse el olvino. Los minerales del grupo de la serpentina están representados predominantemente por lizardita y en menor proporción por crisotilo y antigorita. Del reconocimiento de seudomorfos y bastitas se interpreta que los protolitos ultramáficos son harzburgita, lherzolita y dunita.

Del modelado del perfil de datos magnéticos se identificó la presencia de un cuerpo de rocas ultramáficas a profundidad con un valor de susceptibilidad magnética del orden de los 500×10^{-6} (sistema cgs), 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 magnetométrico se interpreta un mecanismo de intrusión forzada diapírica del cuerpo de rocas ultramáficas debida en parte al efecto combinado del aumento de volumen y la pérdida del 35% de la densidad de las rocas ultramáficas durante la serpentización.

INTRODUCCIÓN

La historia de cristalización y emplazamiento de las asociaciones máfico-ultramáficas (MUM) generalmente está oscurecida por fenómenos de deformación y metamorfismo, por lo que la interpretación del ambiente de formación de estas asociaciones es complejo. La cartografía geológica apoyada con estudios geofísicos ofrece importante información referente a la geometría y relaciones de contacto entre estas unidades litológicas.

En la margen occidental de Norteamérica se han identificado secuencias máfico-ultramáficas que se interpretan como fragmentos de cuencas marginales y de arcos de islas acrecionados tectónicamente en los bordes del cratón de Norteamérica durante el Mesozoico (Rangin, 1978).

En la Península de Vizcaíno se han reconocido dos secuencias MUM del Triásico Superior: Puerto Nuevo en la parte norte (Moore, 1983; Castro-Leyva, 1992) y La Costa en el sur (Moore, 1983; Figura 2); ambas son de naturaleza ofiolítica, similares a las que afloran en el occidente de California.

A pesar de los numerosos estudios geológicos que se han desarrollado en la Península de Vizcaíno, pocos se han ocupado de las rocas de las secuencias MUM. Entre los estudios geológicos más conocidos en la Península de Vizcaíno se encuentran: Mina (1957), Gastil *et al.* (1975), Rangin (1978), Kimbrough (1982), Moore (1983), Sedlock (1988), Baldwin y Harrison (1992) y Castro-Leyva (1992). En la mayoría de esos trabajos se presentan interpretaciones tectónicas basadas en observaciones a gran escala, donde poco se documentan la geometría y la deformación interna y el espesor de las secuencias ofiolíticas. Por ello, en este trabajo se presenta un estudio geológico a detalle de la secuencia ofiolítica Puerto Nuevo en el área de San Miguel, apoyado con un estudio magnetométrico para estimar el espesor de las rocas ultramáficas. El estudio geológico incluye la descripción de las relaciones de contacto entre los miembros gabrótico y de rocas ultramáficas de la ofiolita, así como las relaciones entre la secuencia MUM con las rocas encajonantes; la descripción y el análisis petrográfico de 25 muestras representativas de los afloramientos del área de San Miguel, donde se interpreta la mineralogía de los protolitos probables de las rocas ultramáficas serpentinizadas con base en el reconocimiento de bastitas y seudomorfos. Un análisis estructural del fallamiento de la zona, las tendencias estructurales de algunos

miembros de la ofiolita y el ambiente tectónico, se describen con detalle en Castro-Leyva (1997).

La prospección magnética se diseñó aprovechando la alta susceptibilidad magnética que caracteriza a las rocas ultramáficas serpentinizadas al producir magnetita secundaria durante la serpentización, principalmente del olivino. Para esta prospección se efectuaron seis líneas de medición, a lo largo de las cuales se colectaron 25 muestras para medir su susceptibilidad magnética. A partir de mapas de contornos de anomalías magnéticas residuales, con apoyo en los resultados de medición de susceptibilidad magnética y de la cartografía geológica, se efectuó un modelado bidimensional de un perfil. Del modelo obtenido, se presentan las relaciones geométricas a profundidad entre los miembros del Complejo MUM de Puerto Nuevo.

GEOLOGÍA REGIONAL

La región de la Península de Vizcaíno constituye gran parte del terreno Cochimí descrito por Sedlock *et al.* (1993) y limita hacia el este con el terreno Yuma, representado por el arco volcánico Alisitos del Cretácico Inferior (Figura 1). El Terreno Cochimí 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; Sedlock *et al.*, 1993) está 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). El terreno Cochimí 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. De acuerdo con Jones *et al.* (1976), Rangin (1978), Kimbrough (1982) y Baldwin y Harrison (1992), las secuencias del Jurásico Medio e Inferior de las islas San Benito y Cedros se correlacionan cronológica y litológicamente con las secuencias de Great Valley y del cinturón Franciscan del norte de California.

ESTRATIGRAFÍA E HISTORIA GEOLÓGICA DE LA PENÍNSULA DE VIZCAÍNO

El basamento de la Península de Vizcaíno está representado por fragmentos de corteza de 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 Ofiolita La Costa (Figura 2). A pesar de que las dos secuencias ofiolíticas se correlacionan cronológica y estratigráficamente, Moore (1983) las separó en Vizcaíno Norte y Vizcaíno Sur (Figura 3). El mismo autor observó diferencias en la distribución, espesor y tipo de facies de las unidades mesozoicas que las cubren, lo que implicaría posiciones paleogeográficas distintas.

La Ofiolita Puerto Nuevo aflora a lo largo de un cinturón orientado N70°W, desde el norte de la Sierra El Placer hasta la Sierra Morro Hermoso, con pequeños afloramientos aislados al norte de Punta Quebrada (Figura 2). Los afloramientos de este complejo son continuos en aproximadamente 32 km. Se interpreta, a partir de dos fechamientos U-Pb obtenidos por Kimbrough (1982), que la edad máxima de la Ofiolita Puerto Nuevo es de 220 Ma. La Ofiolita La Costa (Moore, 1983) aflora en pequeños cuerpos aislados a lo largo de la costa sur de la Península de Vizcaíno (Punta San Pablo) y en la parte sur-central de la Sierra El Placer (Figuras 2 y 3). Este complejo está formado por harzburgita serpentizada y gabro bandedo. Esta secuencia plutónica es de menor tamaño que la Ofiolita Puerto Nuevo y está cubierta por un paquete de derrames de basalto almohadillados, ricos en pedernal con asociaciones de radiolaritas del Triásico tardío (Barnes, 1984).

Al occidente de la Sierra el Placer, ambos cuerpos ofiolíticos están cabalgados (Figuras 2 y 3) por la Fm. San Hipólito del Triásico Superior-Jurásico Inferior (Kimbrough, 1985; Castro-Leyva, 1992). Esta formación es una secuencia de arco de islas constituida por rocas volcánicas, volcanoclásticas y, en menor proporción, por rocas calcáreas fosilíferas. Con base en las edades isotópicas obtenidas de la Ofiolita Puerto Nuevo (Kimbrough, 1982) y en el contenido faunístico de la Fm. 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 de la Fm. San Hipólito del Triásico Superior (Kimbrough, 1982; Moore, 1983).

En la parte central de la Sierra El Placer, la Fm. San Hipólito está en contacto por falla (Figuras 2 y 3), bajo una serie de rocas volcánicas del Jurásico Medio-Superior del complejo de arco San Andrés (Rangin, 1978; Moore, 1983 y 1984; Kimbrough, 1982). Este complejo volcánico es de composición andesítica y está intrusionado por diques de gabro-tonalita (Moore, 1983, 1984; Castro-Leyva, 1992), fechados por los métodos K-Ar y U-Pb en 127 Ma y 154 Ma por Troughton (1974) y Barnes (1984), respectivamente. Los diques relacionados con la intrusión del Oxfordiano-Hauteriviano afectaron tanto a las rocas de la Fm. San Hipólito como a las de la Ofiolita La Costa.

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

En las regiones de Punta Eugenia y Punta Quebrada, el miembro superior de la Fm. Eugenia del Titoniano-Valanginiano (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. Barnes (1984) reportó que la parte inferior

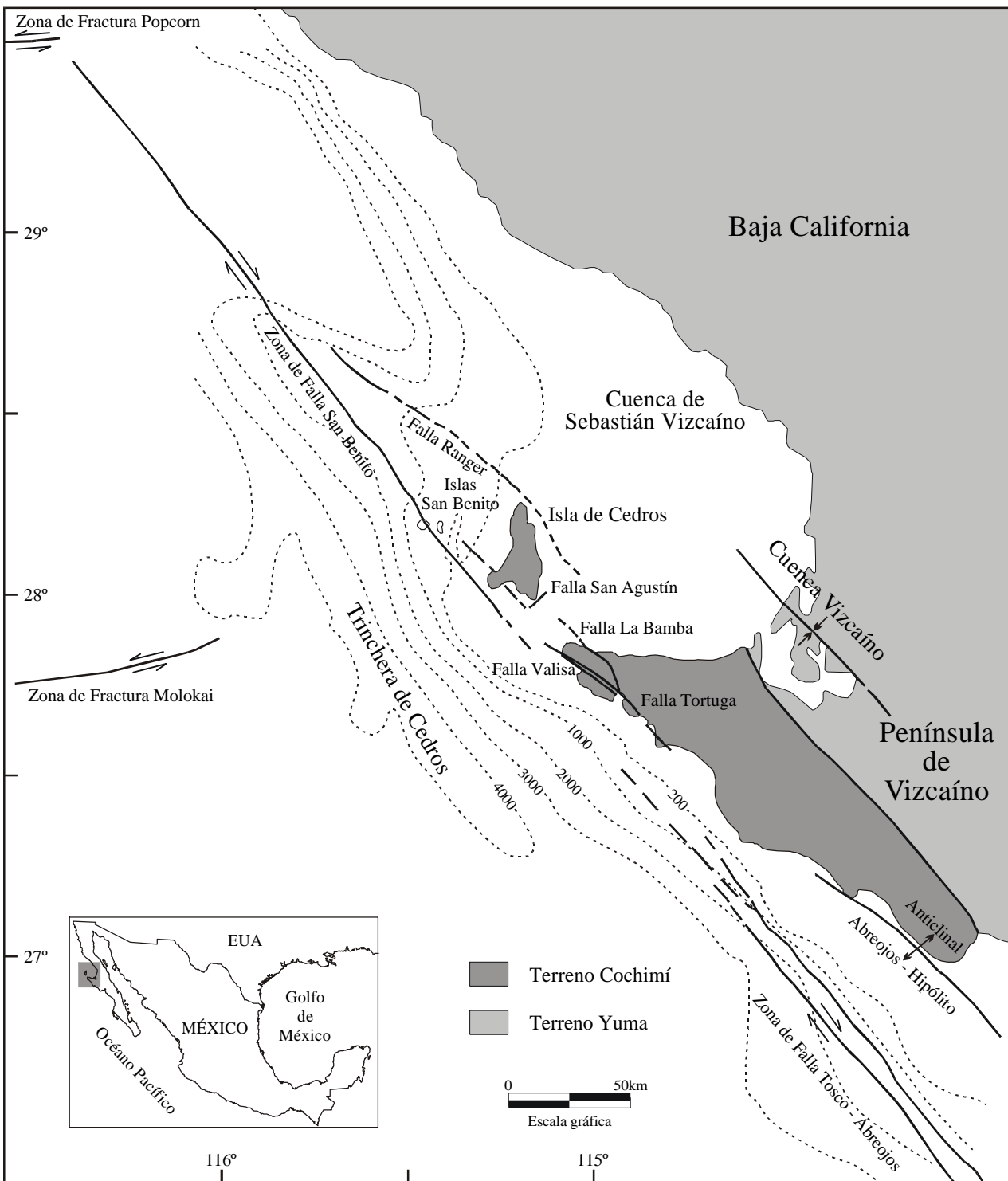


Figura 1. Rasgos estructurales regionales (modificado de Kimbrough, 1985) y terrenos tectonoestratigráficos (Sedlock *et al.*, 1993) de la región de Península de Vizcaíno.

de la Fm. Eugenia está constituida por sedimentos de aguas profundas con un alto estructural localizado hacia el oriente. El espesor máximo de esta unidad (~ 7 km) se observa en la Isla de Cedros. La edad Titoniano-Valanginiense de la Fm. Eugenia se determinó con base en su contenido de radiolarios (Robinson, 1975) y por la presencia del pelecípodo *Buchia piochi* (Rangin, 1982). Hickey (1984) interpretó que el ambiente de depósito es de cuenca antearco y que durante el

Titoniano, el alto estructural que la alimentó fue el Complejo de Arco San Andrés. La Fm. Eugenia está cubierta discordantemente por la Fm. Perforada, formada por areniscas interestratificadas con lutitas. Hickey (1984) y Kimbrough (1987) identificaron clastos y detritos de tonalita con xenolitos de hornblendita y granito peraluminoso de biotita en los conglomerados y areniscas de la Fm. Eugenia y la Fm. Perforada.

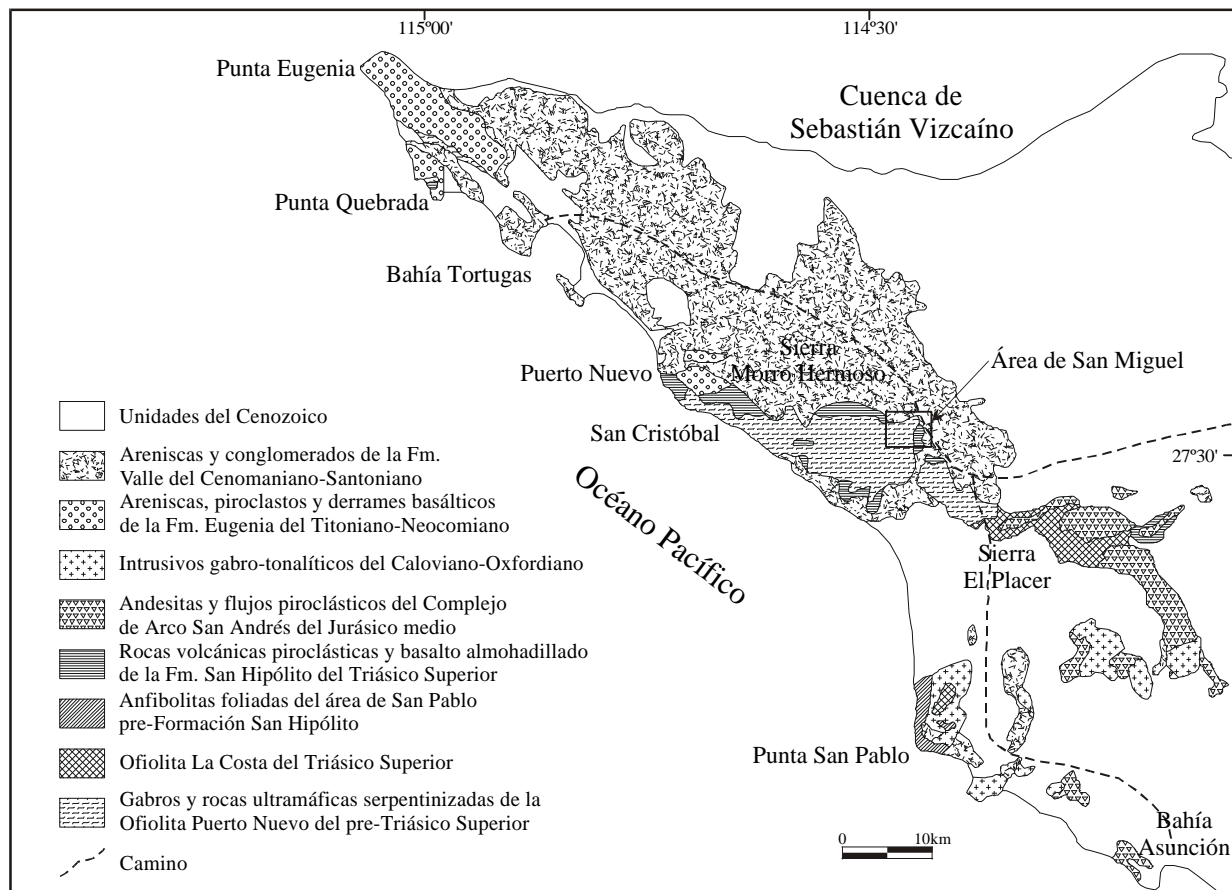


Figura 2. Mapa geológico regional de la Península de Vizcaíno (modificado de Kimbrough, 1985 y Castro-Leyva, 1992) indicando el área de estudio.

Por último, la Fm. Valle del Cenomaniano-Santoniano cubre discordantemente a todas las unidades mesozoicas de la Península de Vizcaíno (Robinson, 1975; Rangin, 1976; Moore, 1985; Castro-Leyva, 1992). Esta secuencia sedimentaria se expone ampliamente en la parte central y norte de la península, con afloramientos aislados en la parte sur (Figura 2), 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 por una falla lateral derecha.

DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA DEL ÁREA DE SAN MIGUEL

La zona de estudio cubre un área de 16 km², aproximadamente a 20 km al oriente del poblado Puerto Nuevo (Figuras 2 y 4). En esta región están bien expuestas las rocas máficas y ultramáficas de la Ofiolita Puerto Nuevo y los miembros inferiores de las Fms. San Hipólito y Valle. Las relaciones de contacto entre las diferentes unidades mesozoicas son predominantemente 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, se observan bloques metamórficos en la base de las rocas ultramáficas que pueden correlacionarse con las anfibolitas de Punta San Pablo (Figura 2) y por lo tanto, según Moore (1985), los bloques metamórficos podrían representar parte del sustrato sobre el cual se emplazó la ofiolita.

En la parte central del área de estudio afloran rocas que se pueden correlacionar con la Fm. San Hipólito. Estas rocas están en contacto por falla inversa con el gabro. Hacia el norte, las rocas de la Fm. Valle yacen en discordancia erosional sobre las rocas volcánicas de la Fm. San Hipólito y sobre el gabro de la Ofiolita Puerto Nuevo. Como se puede observar en el mapa de la Figura 4, esta discordancia está desplazada y deformada 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.

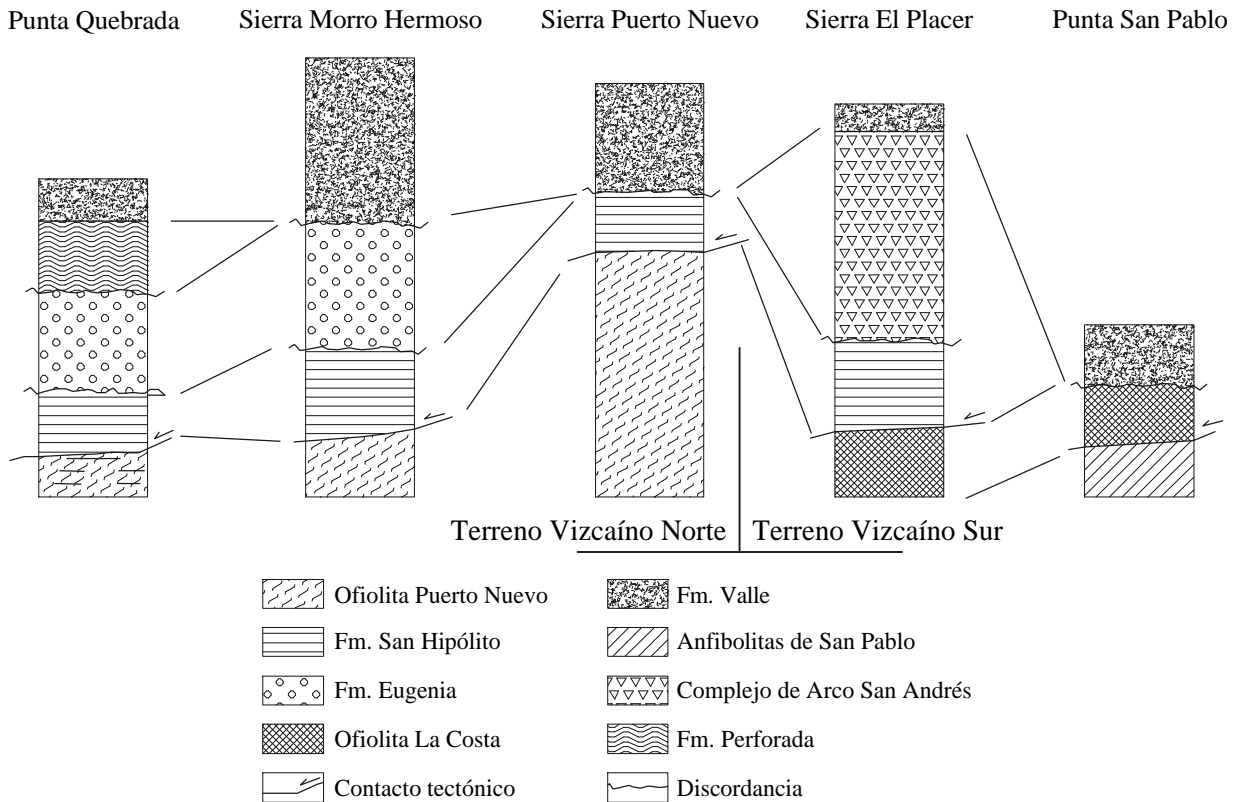


Figura 3. Columnas estratigráficas esquemáticas de diferentes áreas indicadas en la Figura 2. La escala no indica los espesores de las unidades estratigráficas.

OFIOLITA PUERTO NUEVO

Esta secuencia fue descrita y dividida por Rangin (1976) en cuatro miembros: ultramáfico, gabrítico, complejo de diques y complejo extrusivo. Otros estudios de cartografía de la región (Dávila-Alcocer y Pessagno, 1986; Moore, 1986; Castro-Leyva, 1992) muestran que la Ofiolita Puerto Nuevo carece, tanto del complejo de diques (complejo filoniano), como del complejo extrusivo. A partir de estos trabajos, la secuencia Puerto Nuevo se reduce a los miembros ultramáficos y gabríticos. Los contactos entre estos miembros son principalmente por fallas inversas cortadas a su vez por fallas de desplazamiento lateral (Figura 4).

A. MIEMBRO ULTRAMÁFICO

Las rocas ultramáficas representan la base 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 donde los minerales de alteración no rebasan el 10%. Con base en la identificación microscópica de bastitas y pseudomorfos de piroxenos y olivinos se pudo inferir, en la mayoría de los casos, la composición de los protolitos. 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 con alteración hidrotermal. La cromita puede presentarse en cuerpos podiformes, en granos finos diseminados o en pequeñas inclusiones en los olivinos. Los cuerpos podiformes, de hasta de 10 m de longitud, generalmente se orientan siguiendo los planos de foliación de las rocas ultramáficas que los contienen.

B. MIEMBRO GABRÍTICO

La porción de la Ofiolita Puerto Nuevo está representada por un cuerpo masivo de composición gabrítica 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, mientras que los alejados se caracterizan por presentar un grado bajo de alteración y deformación. Las estructuras del gabro masivo pueden ser isotrópicas, bandeadas y pegmatíticas. Petrográficamente se identificó gabro, norita con clinopiroxeno, gabronorita y, en menor proporción, gabro con olivino y gabro con ortopiroxeno (Figura 6).

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

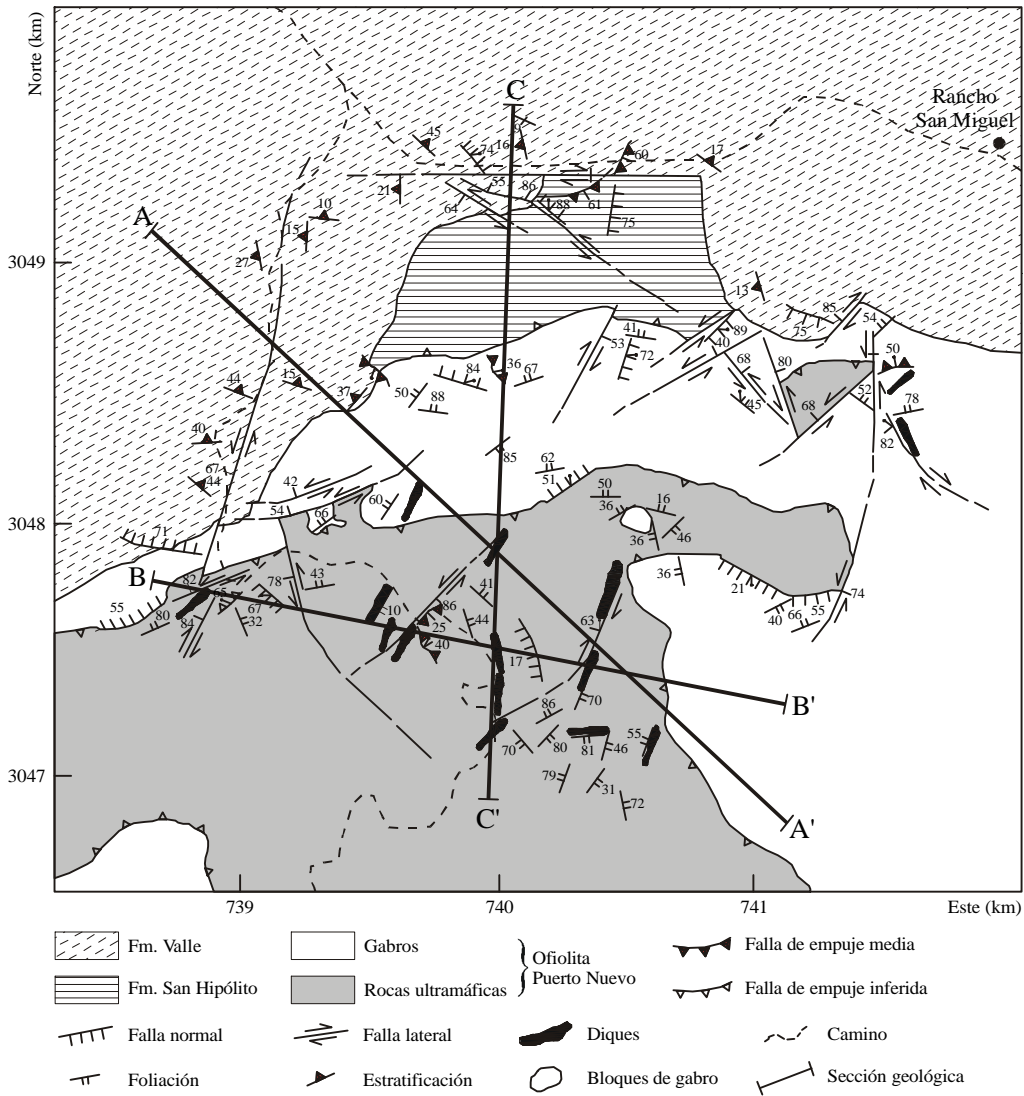


Figura 4. Mapa geológico del área de estudio. Los sitios de muestreo para análisis petrográfico pueden verse en las Figuras 10 y 13, y tablas 1 y 2.

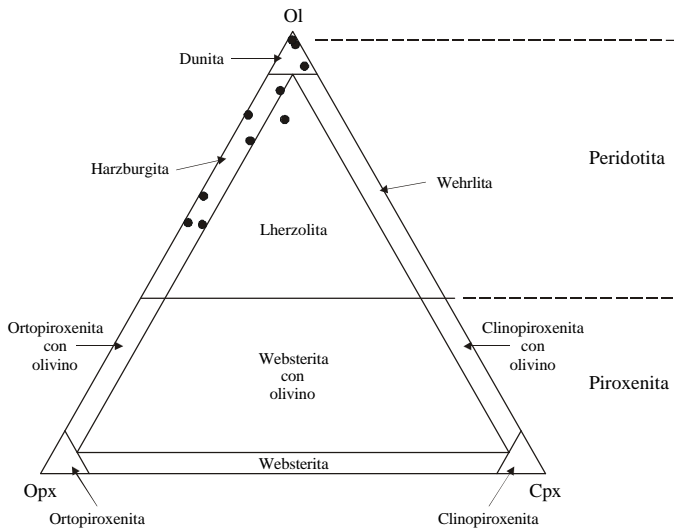


Figura 5. Clasificación modal (Streckeisen, 1973) de las rocas ultramáficas de la ofiolita Puerto Nuevo.

espesor de los diques varía desde pocos centímetros hasta 30 m. En algunas localidades la continuidad de estos diques es interrumpida por zonas de cizalla que los desplazan desde algunas decenas de centímetros hasta pocos metros.

C. FORMACIÓN SAN HIPÓLITO

La Fm. San Hipólito es una secuencia de arco volcánico del Triásico Superior-Jurásico Inferior (Finch y Abott, 1977; Pessagno *et al.*, 1979; Dávila-Alcocer y Pessagno, 1986). Se le ha medido un espesor máximo de 1,800 m, constituido por rocas volcánicas y sedimentarias que sobreyacen por falla inversa al gabro de la Ofiolita Puerto Nuevo (Moore, 1985; Castro-Leyva, 1992). La Fm. San Hipólito fue descrita inicialmente por Mina (1957) en el área de Punta San Hipólito y posteriormente estudiada en detalle por Finch y Abott (1977). Los últimos autores dividieron a esta formación en los miembros Pedernal, Caliza, Brecha y Arenisca.

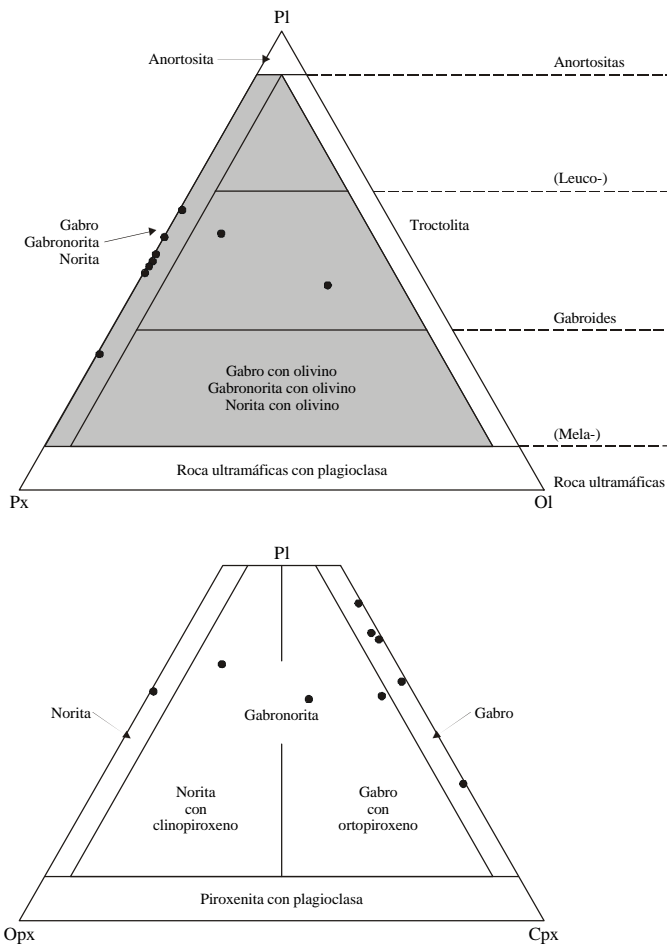


Figura 6. Clasificación modal (Streckeisen, 1973) del miembro gabrítico de la ofiolita Puerto Nuevo.

D. FORMACIÓN VALLE

La Fm. Valle fue descrita por Robinson (1975), quien reportó que esta unidad, en la región de Vizcaíno, tiene un espesor aproximado de 2,000 m. Está constituida por argilitas, areniscas y lutitas hacia la base, seguidas por el miembro superior representado por un potente estrato de conglomerados.

En el área de San Miguel 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. Debido a la deformación que experimentó el Complejo máfico-ultramáfico Puerto Nuevo durante su serpentinización, 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-Leyva (1992), se propone para el área de Puerto Nuevo el orden estratigráfico mostrado en la Figura 7.

En la Figura 8 se presentan tres perfiles geológicos donde se muestran las relaciones de contacto entre las diferentes unidades litológicas del área de San Miguel. En estas secciones geológicas se puede observar que la mayoría de los con-

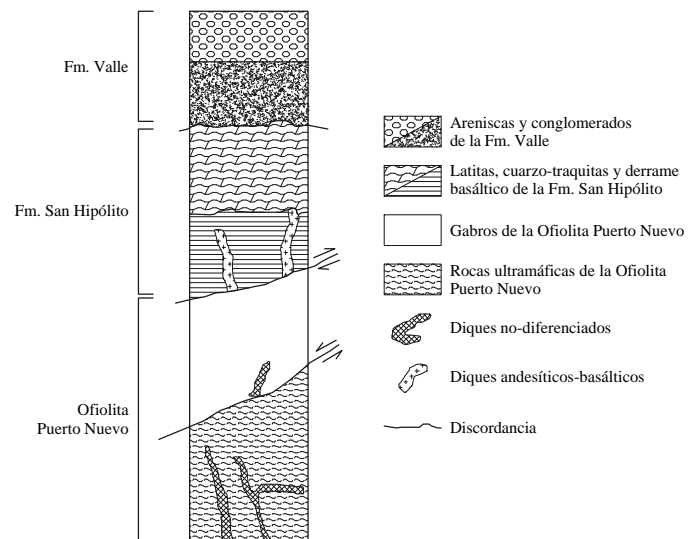


Figura 7. Columna estratigráfica esquemática del área de San Miguel.

tactos son por falla. El plano de falla inversa que pone en contacto al gabro con las rocas ultramáficas nos indica el movimiento ascendente de la masa de serpentinitas.

PETROGRAFÍA DE LA OFIOLITA PUERTO NUEVO

En esta sección se presenta una descripción abreviada de la petrografía de las unidades de rocas ultramáficas, gabro y diques que constituyen al complejo máfico-ultramáfico Puerto Nuevo. La descripción se basa en el análisis petrográfico de 23 muestras colectadas para este trabajo (Figuras 5 y 6) y en otros resultados reportados para esta área. Para el análisis modal, se efectuó un conteo de 900 puntos por lámina delgada.

ROCAS ULTRAMÁFICAS

A esta unidad se le dio 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 muestran una serpentinización 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. Utilizando los criterios propuestos por Wicks y Whittaker (1977), las texturas de serpentinización observadas al microscopio se dividen en texturas seudomórficas y en texturas no-seudomórficas.

Del estudio de los seudomorfos de serpentina, se identificaron olivino y ortopiroxeno como principales constituyentes de los protolitos, seguidos por clinopiroxeno. Las texturas primarias identificadas son cumúlíticas principalmente cumúlíticas.

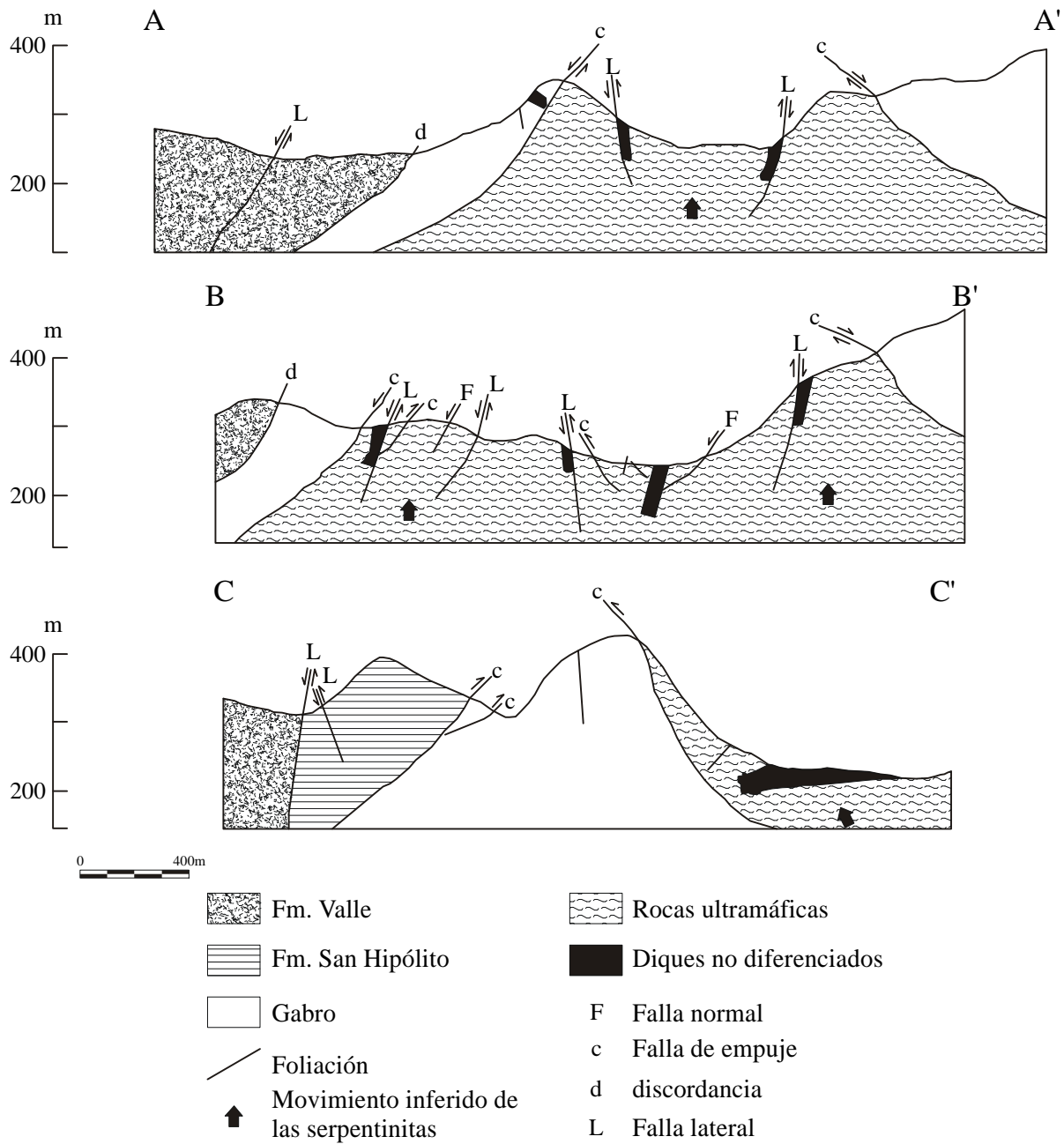


Figura 8. Secciones geológicas del área de San Miguel donde se indican las relaciones de contacto entre las unidades litológicas. El movimiento de la masa de rocas ultramáficas se infiere a partir de datos de foliación (Castro-Leyva, 1997). La ubicación de las secciones se indica en la Figura 4.

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 Ol-Opx-Cpx de la Figura 5. De acuerdo con esta clasificación, seis de los ejemplares grafican en el 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. Un análisis detallado de las texturas de serpentización se encuentra en Castro-Leyva (1997).

A. HARZBURGITA

La mineralogía de las serpentinas que caracteriza a estas muestras está representada predominantemente por lizardita, pequeñas cantidades de crisotilo (<10% en promedio) y posiblemente antigorita, acompañada por brucita (<2%). El crisotilo desarrolló, tanto fibras de deslizamiento en planos de cizalla, como fibras cruzadas, predominando esta última.

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 ortopiroxeno. En las rocas ultramáficas con poco cizallamiento, evidenciado por la casi total ausencia de crisotilo de fibra de deslizamiento, se observó que las bastitas conservan algunas características del piroxeno original (planos de clivaje). En algunas muestras (muestra 25; Tabla 1), la lizardita recristalizó a antigorita, desarrollando parcialmente una textura de entrelazamiento, lo que indica un incremento de temperatura. 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%. En todas las muestras, 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 los olivinos serpentinizados, como en las bastitas. En la muestra 18 (Tabla 1) se preserva la textura adcumulítica, formada por cúmulos de olivino y ortopiroxeno con postcúmulos de clinopiroxeno (5%).

Los óxidos primarios característicos en 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 una proporción similar al de la magnetita primaria (<4%). A diferencia de la magnetita primaria, la magnetita secundaria se presenta formando vetillas orientadas con los planos de foliación formados durante la serpentización.

B. LHERZOLITA

En este tipo de roca son comunes las texturas de entrelazamiento. A pesar de que la mineralogía primaria de esta roca está reemplazada en cerca del 95% por lizardita, principalmente, se lograron reconocer pseudomorfos de olivino y bastitas de piroxeno, observándose cristales de clinopiroxenos cloritizados parcialmente. 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.

C. DUNITA

Con excepción del ejemplar 22, (Tabla 1) que conserva el 90% de sus minerales primarios no alterados, el olivino del resto de las muestras está completamente serpentizado. El mineral de serpentina más común es la lizardita y en menor

Tabla 1. Petrografía de las rocas ultramáficas de la Ofiolita Puerto Nuevo en la región San Miguel.

		MINERALOGÍA												
		PRIMARIA					SECUNDARIA							
# M	Estación de Muestreo	OI	Opx	Cpx	Sp	Ox	S	Oxs	G	Cl	Br	Textura	Protolito probable	
16	PN22	?	?	+	?	/	?	+	?	?	?	Entrelazamiento	Lherzolita	
24	SMC2	?	?	?	?	/	?	+	?	?	?	En malla	Harzburgita	
17	PN23	?	?	?	/	/	?	/	?	?	/	En malla	Harzburgita	
19	ST21	?	?	/	/	/	?	/	?	?	/	De reloj de arena	Harzburgita	
23	AB21	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	Entrelazamiento	Harzburgita	
25	SMC3	?	?	?	?	+	?	+	?	?	?	Entrelazamiento	Harzburgita	
18	SC25	?	?	/	/	/	?	/	?	?	?	Adcumulítica	Harzburgita	
20	ST26	?	?	?	?	/	?	+	?	?	?	Seudomórfica	Dunita	
21	ST34	?	?	?	+	/	?	/	?	?	?	Seudomórfica	Dunita	
22	ST39	?	?	/	/	?	?	?	/	/	?	Cumulítica	Dunita	

M=número de muestra; Minerales: OI=olivino, Opx=ortopiroxeno, Cpx=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%, ? 35-35%, ? 50%

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; Tabla 1), se infiere que la masa consistió principalmente de olivino. La alteración del olivino por lizardita desarrolló una incipiente textura en malla. 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 de grunerita formada como reacción tardía por fluidos hidrotermales. Los cristales de olivino que desarrollan estas estructuras exhiben además una intensa alteración a talco en los bordes.

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 este óxido de segunda generación. Otros óxidos secundarios en estas muestras (<3%) son limonita y probablemente hematita.

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 poikilíticas y cumúlíticas. Con excepción del

olivino parcialmente serpentizado, el resto de los minerales están poco alterados. Se observó cloritización, argilitización y epidotización en algunas muestras. La Figura 6 muestra la distribución de las muestras analizadas en los diagramas PI-Px-OI y Pl-Opx-Cpx (Streckeisen, 1973), donde se identificó: gabro, gabronorita, norita con clinopiroxeno y gabro con ortopiroxeno. El gabro puede tener olivino y ortopiroxeno como minerales accesorios.

GABRO

El gabro es el tipo de roca más abundante de la secuencia máfica. Está constituida esencialmente por plagioclasa y clinopiroxeno, pero puede presentar olivino y ortopiroxeno como accesorios. 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 cumúlíticos. El contenido de plagioclasa fluctúa entre 35% y 55%, con variaciones composicionales de bytownita a labradorita y, ocasionalmente, trazas de andesina. El clinopiroxeno constituye entre 18 y 48% del volumen total de la roca, de donde sólo se identificó augita parcialmente alterada a tremolita.

A continuación se describen las variedades de gabro:

a. Gabro con olivino

El gabro con olivino está mineralógicamente constituido por plagioclasa (40-50%), olivino (11-33%) y clinopiroxeno (18-30%); además, 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 cumúlíticos. Las plagioclasas identificadas son: bytownita, labradorita y andesina; esta última producto de una cristalización tardía. Los olivinos son minerales abundantes cuyos cristales suelen presentar un intenso fracturamiento por donde la circulación de los fluidos tardíos provocó la serpentización parcial o total de los cristales. Los clinopiroxenos están re-

Tabla 2. Petrografía de la secuencia máfica de la Ofolita Puerto Nuevo en el área San Miguel.

		MINERALOGÍA												
		PRIMARIA					SECUNDARIA							
# M	Estación de Muestreo	OI	Opx	Cpx	Pl	M	Hbs	Cz	Cl	Tr	Textura	Clasificación		
7	PN9	?	?	?	?	/	?	/	?	?	Equigranular	Gabronorita		
8	PN13	/	?	?		/	/	?	?	?	Equigranular (cumúlítica)	Norita con Cpx		
9	PN25	?	?	?	?	/	?	?	/	/	Equigranular	Gabro		
11	SC8	?	/	?	?	/	?	/	/	+	Equigranular	Gabro con Opx		
12	SC42	?	?	?	?	/	?	?	?	?	Equigranular (cumúlítica)	Gabro con Ol		
13	AB19	?	/	?	?	/	?	?	?	?	Inequigranular (poikilítica)	Gabro		
14	SM23	?	/	?	?	/	/	?	?	?	Equigranular	Gabro con Ol		
15	SM26	?	?	?	?	/	/	?	/	+	Inequigranular (poikilítica)	Gabro		

M=número de muestra, L=localización; Minerales: OI=olivino, Opx=ortopiroxeno, Cpx=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%

presentados por augita que alcanza hasta 7mm 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.

b. Gabro con ortopiroxeno

Estas son rocas de grano fino compuestas en su mayoría por cantidades similares de plagioclasa y clinopiroxeno y, en menor cantidad, 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% de volumen total de la roca. Se observó que los cristales de plagioclasa están fuertemente deformados y generalmente desarrollan minerales arcillosos 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.

c. 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 (labradorita-andesina) constituye aproximadamente el 45% del volumen total de la roca. Los bordes y las zonas de fractura presentan minerales del grupo de la arcilla formados por alteración hidrotermal. El clinopiroxeno (augita) y el ortopiroxeno (principalmente hiperstena) son abundantes y se presentan en cantidades similares (30% del volumen total).

d. Norita con clinopiroxeno

Esta roca está constituida esencialmente por plagioclasa y ortopiroxeno, con porcentajes inferiores al 11% de clinopiroxeno y 4% de olivino. Su textura característica es equigranular anhedral con dominios de texturas poikilíticas y cumulíticas. Los cúmulos consisten en acumulamientos rítmicos de ortopiroxeno y plagioclasa. La plagioclasa es labradorita-andesina y forma hasta el 50% del volumen total. El piroxeno alcanza hasta el 41%, predominando la hiperstena (~30%) sobre la augita (<11%). 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 cúmulos. 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. A nivel de afloramiento, la continuidad de estas zonas de cúmulos es de varios metros.

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 texturas porfiríticas e intersetales. En cambio, la mineralogía que caracteriza a la roca félsica (plagiogranito), consiste predominantemente en plagioclasa y cuarzo en un arreglo textural equigranular de grano fino. Una característica de los diques y sills es la foliación que desarrollan aparentemente por la intensa deformación por emplazamiento forzado. Las muestras se clasificaron en el diagrama Q-A-Plag como diabasa, cuarzomonzonita y plagiogranito (Figura 9).

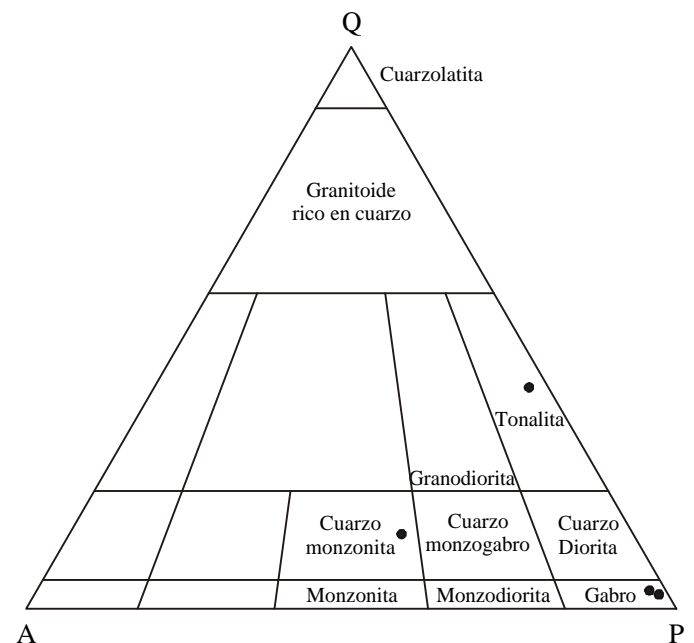


Figura 9. Clasificación modal (Streckeisen, 1973) de diques y sills.

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 matriz microcristalina se identificaron algunos fenocristales de clinopiroxeno, plagioclasa y en menor cantidad, hornblenda. Es común que los micro y fenocristales de plagioclasa (25%) y clinopiroxeno (35%) estén pegados y desplazados por microcizallas.

Los sills de cuarzomonzonita no son muy comunes y sólo se identificaron dentro de las rocas ultramáficas. Estos cuerpos, cuya dimensión puede rebasar los 20 m, están constitui-

dos 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.

Los afloramientos de diques de plagiogranito, al igual que los sills de cuarzomonzonita son escasos. 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.

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 esta sección 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. Una descripción detallada sobre las características estructurales del área de estudio se encuentra en Castro-Leyva (1997).

SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

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 10). Las muestras se cortaron en prismas de 2cm x 2cm x 2.5cm 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 el sistema cgs. Se observa que el valor promedio de las rocas ultramáficas es de 54.64×10^{-6} (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, muestra valores relativamente bajos, con excepción de la norita con clinopiroxeno (8) y un gabro con olivino (12).

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

En la gráfica de la Figura 11 se puede ver que los valores más altos corresponden a las rocas ultramáficas. 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 minerales opacos. Esto se atribuye a que posiblemente el tamaño y la concentración de magnetita varíen durante los procesos de serpentinización. En particular, la formación de magnetita secundaria a partir de la serpentinización del olivino debe ser el factor más importante en las diferencias de la k en vista de que algunos de los minerales opacos primarios pueden ser de cromita o incluso ilmenita.

Los rangos de densidad obtenidos para los diferentes tipos de roca (Tabla 3) están dentro de los promedios publicados (Carmichael, 1989), con excepción de las rocas ultramáficas serpentinizadas. Estas últimas presentan una densidad característica de aproximadamente 2.1 g/cm³ (Tabla 3), menor a la del protolito, cuyo promedio es de 3.21 g/cm³ (Carmichael, 1989). Lo anterior se puede atribuir al incre-

Tabla 3. Susceptibilidad magnética y densidad de las muestras de rocas volcánicas, diques, gabros y rocas ultramáficas.

No. de Muestra	Punto de Ubicación	Tipo de roca	Densidad (g/cm ³)	k (x 10 ⁻⁶ , sistema cgs)
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 , sistema cgs)	Rango de densidad (g/cm ³)
Ultramáficas	54.64	1.27 – 2.57
Gabro	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

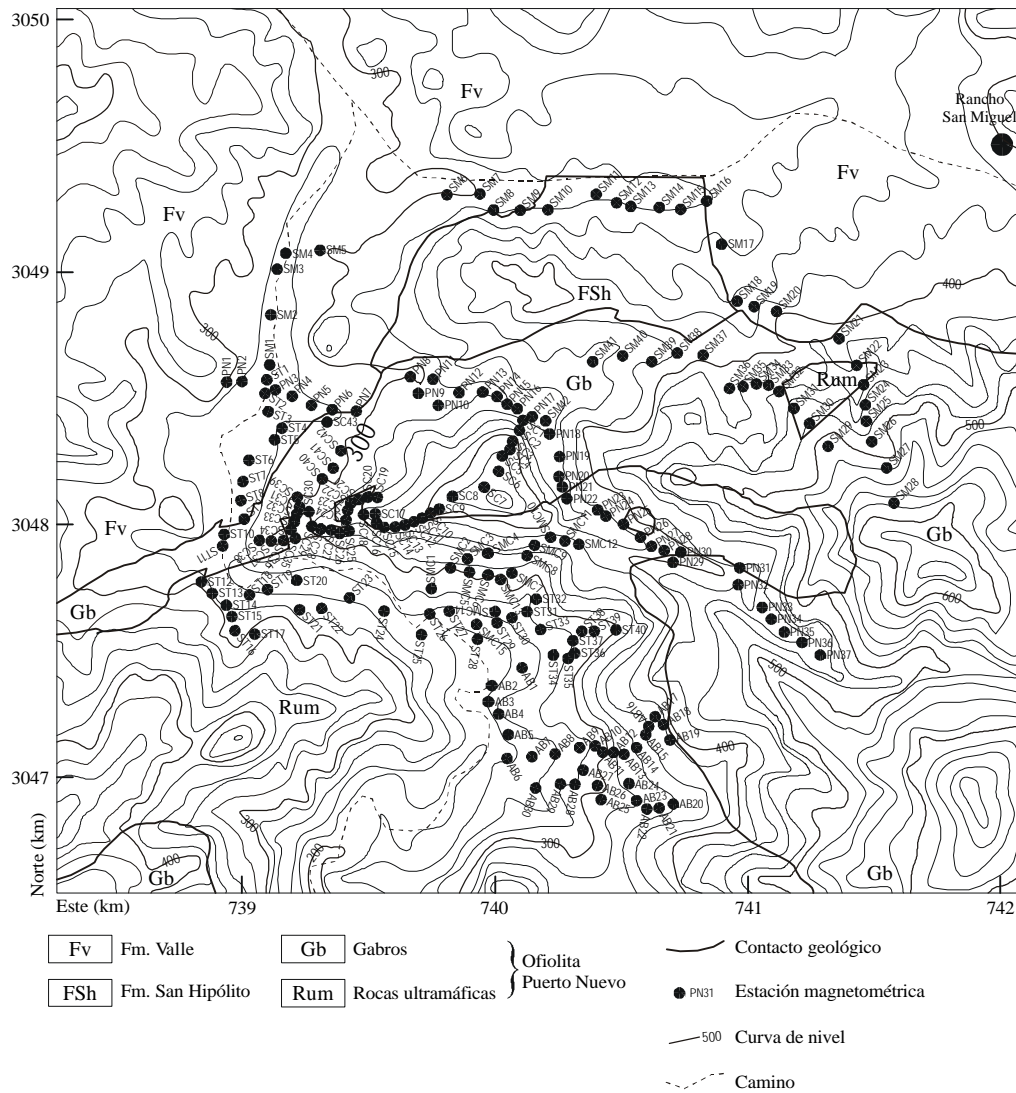


Figura 10. Mapa topográfico del área de San Miguel donde se indica la ubicación de las estaciones de muestreo del campo geomagnético.

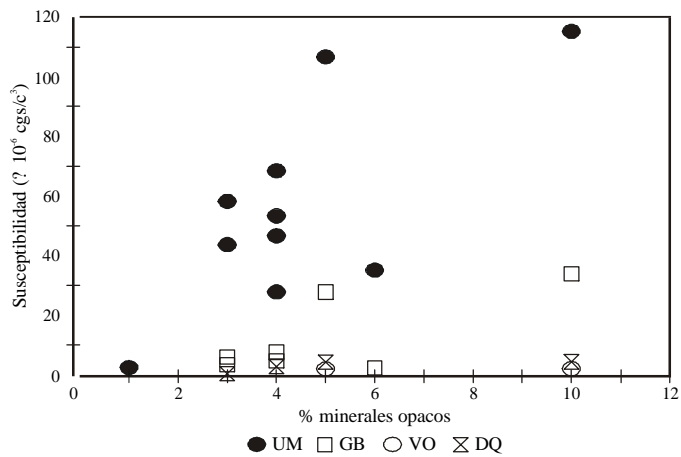


Figura 11. Susceptibilidad magnética contra porcentaje de minerales opacos de las rocas ultramáficas (UM), gabróicas (GB), volcánicas (VO) y diques (DQ). Se observa que las rocas ultramáficas tienen valores de susceptibilidad magnética significativamente más altos.

mento de volumen que sufrieron las peridotitas al serpentinizarse debido a la hidratación del olivino y el piroxeno. En contraste, 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.

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 10). 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 precisión de protones Geometrics (modelo G-856) de campo total. Para monitorear la variación temporal del campo geomagnético local, un magnetómetro se in-

taló 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) para conocer el gradiente vertical de la intensidad del campo magnético en cada estación. La separación de estaciones varió entre 50 y 100 m, dependiendo de las dimensiones de los afloramientos de interés. En la Figura 10 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 el gabro, cubriendo en parte a los sedimentos de la Fm. 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 diseminada y 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.

En la Figura 12 se muestra la variación temporal del campo geomagnético local, 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 13, como un mapa de contornos de anomalías magnéticas residuales del campo total. En la Figura 14 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.

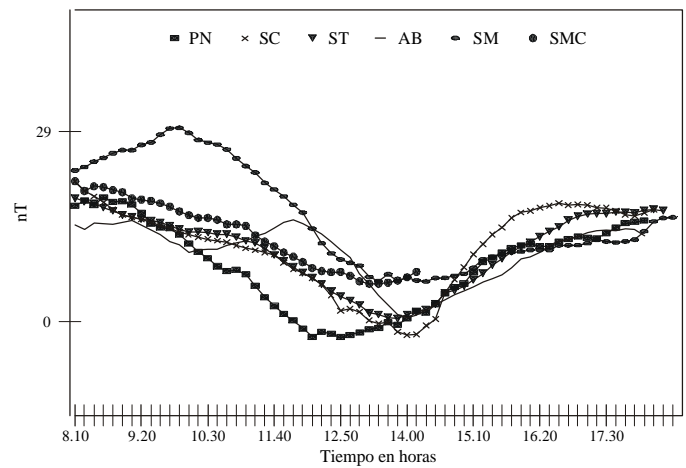


Figura 12. Variación temporal del campo magnético registrada durante los seis días de muestreo del campo en el área de San Miguel.

Dentro de la masa de serpentinitas se observó una serie de anomalías, algunas de ellas con carácter dipolar (Figura 13), 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 colectadas en esta localidad (Tabla 3).

Entre las coordenadas 740.8 [E] y 3047.0[N], en el contacto entre las serpentinitas y un potente cuerpo de gabro masivo, 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.

En las coordenadas 739.3 [E] y 3048.0 [N], así como al noreste del área dentro del miembro gabrítico, 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 14), debido a que su influencia produce variaciones más intensas del campo magnético en las proximidades de estos cuerpos.

En las Figuras 13 y 14 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 100 m hacia el noroeste (Figura 13). Con el objeto de eliminar las variaciones de longitud de onda corta, se filtró la anomalía

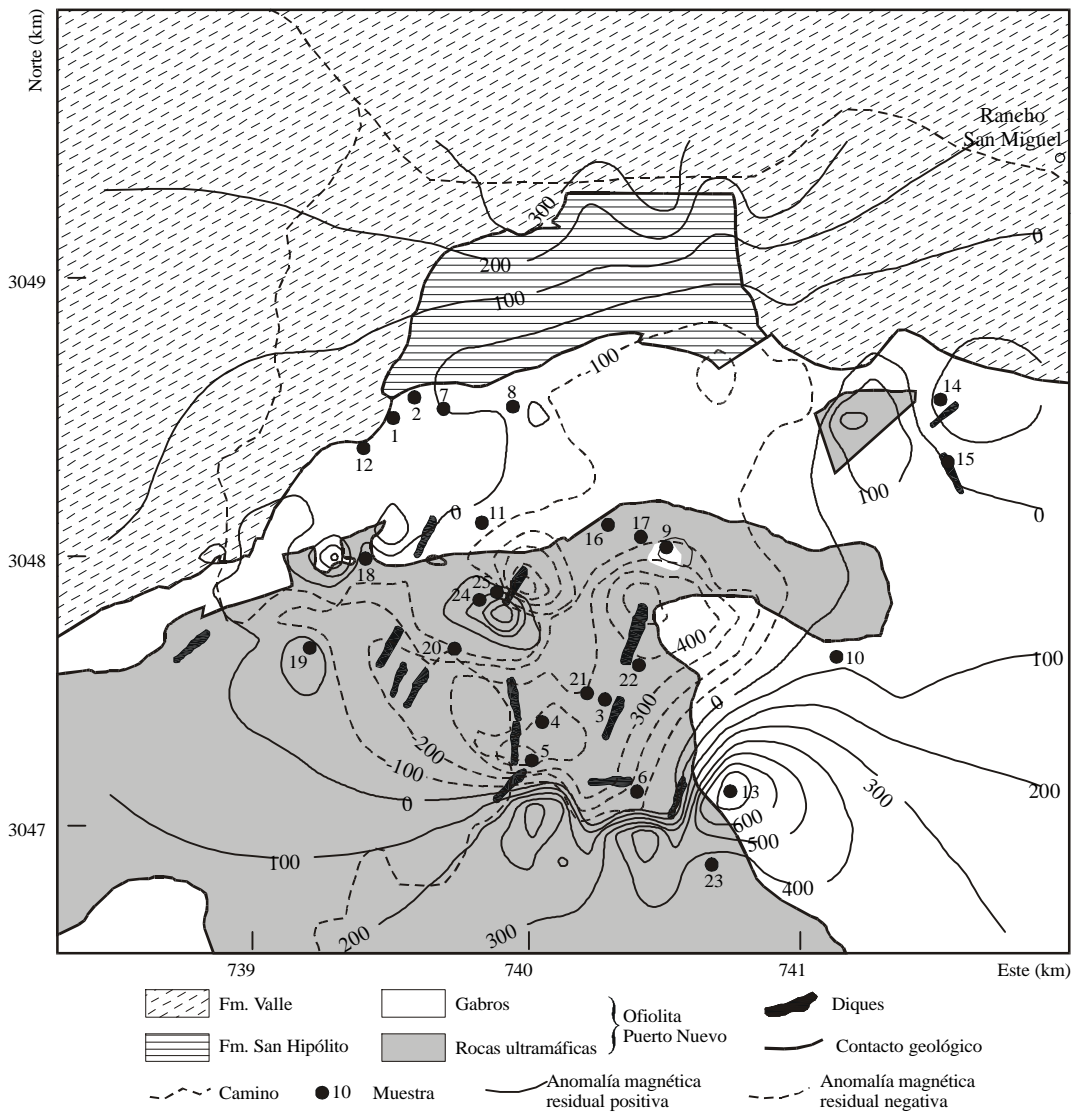


Figura 13. Mapa litológico con contornos de anomalías magnéticas residuales cada 100 nT. Los círculos indican los sitios de muestreo de roca.

magnética residual con un operador de nueve puntos. En este mapa de contornos (Figura 15) se define, hacia la parte central del área, un mínimo magnético orientado NNE-SWW. Este 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.

MODELADO MAGNÉTICO

Se modeló el perfil A-A' (Figura 4) atravesando un mínimo magnético para conocer la geometría del cuerpo responsable del abatimiento de los contornos y estimar el espesor del miembro ultramáfico del fragmento de la ofiolita en San Miguel. El perfil está orientado con un azimut de 125.5° a lo largo de 3.5 km, cortando tanto al gabro como a las serpentinitas y, hacia el norte, a las areniscas de la Fm. 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 $55.0 \times 10^{-6} \text{ cgs/cm}^3$ para las rocas ultramáficas y $7.0 \times 10^{-6} \text{ cgs/cm}^3$ para el gabro (Tabla 3). Debido a que no se tomaron muestras de los sedimentos de la Fm. Valle, el valor de susceptibilidad utilizado fue de $20.0 \times 10^{-6} \text{ cgs/cm}^3$ que representa el promedio para sedimentos reportado por Carmichael (1989).

En la Figura 16 se presenta el modelo que mejor se ajustó a la curva de los datos observados. Debido a que la susceptibilidad magnética asociada a la Fm. 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.

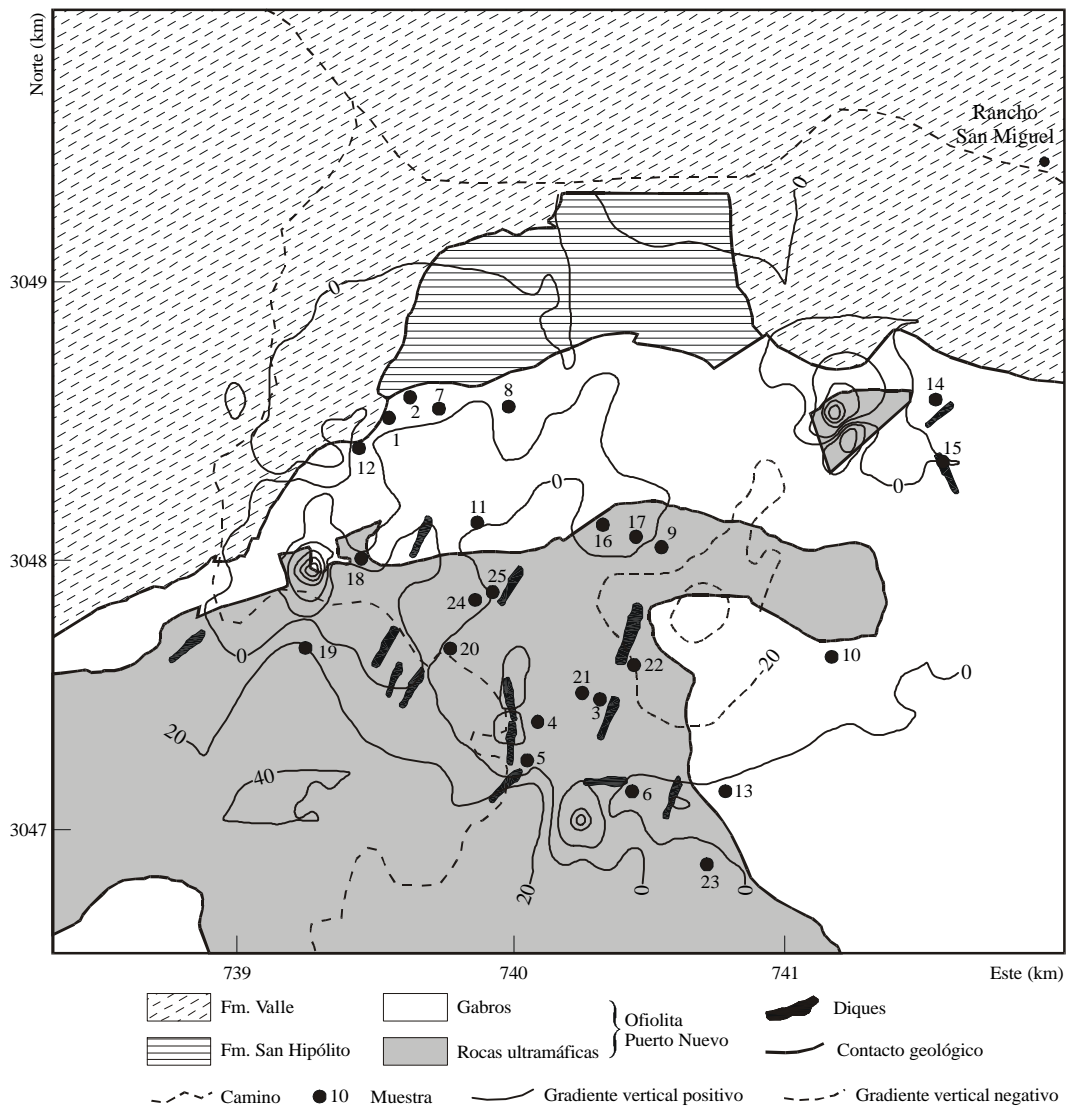


Figura 14. Mapa litológico con contornos del gradiente vertical del campo geomagnético cada 20 nT.

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 16. 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 400 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 ultramáfico serpentinizado 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 que a profundidad debe ser más rico en olivino. 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 ferromagnético.

De acuerdo con lo anterior, si suponemos que el cuerpo magnetizado que se localiza a profundidad forma parte del miembro ultramáfico serpentinizado, entonces resulta del perfil A-A' que el espesor máximo de este miembro en el área de San Miguel es del orden de los 800 m y la anomalía principal se debe al apófisis localizado aproximadamente en el km 2.6 (Figura 16).

CONCLUSIONES

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. Con base en fechamientos isotópicos obtenidos del complejo máfico-ultramáfico Puerto Nuevo (Kimbrough, 1982), en el contenido faunístico de la Fm. 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 representa-

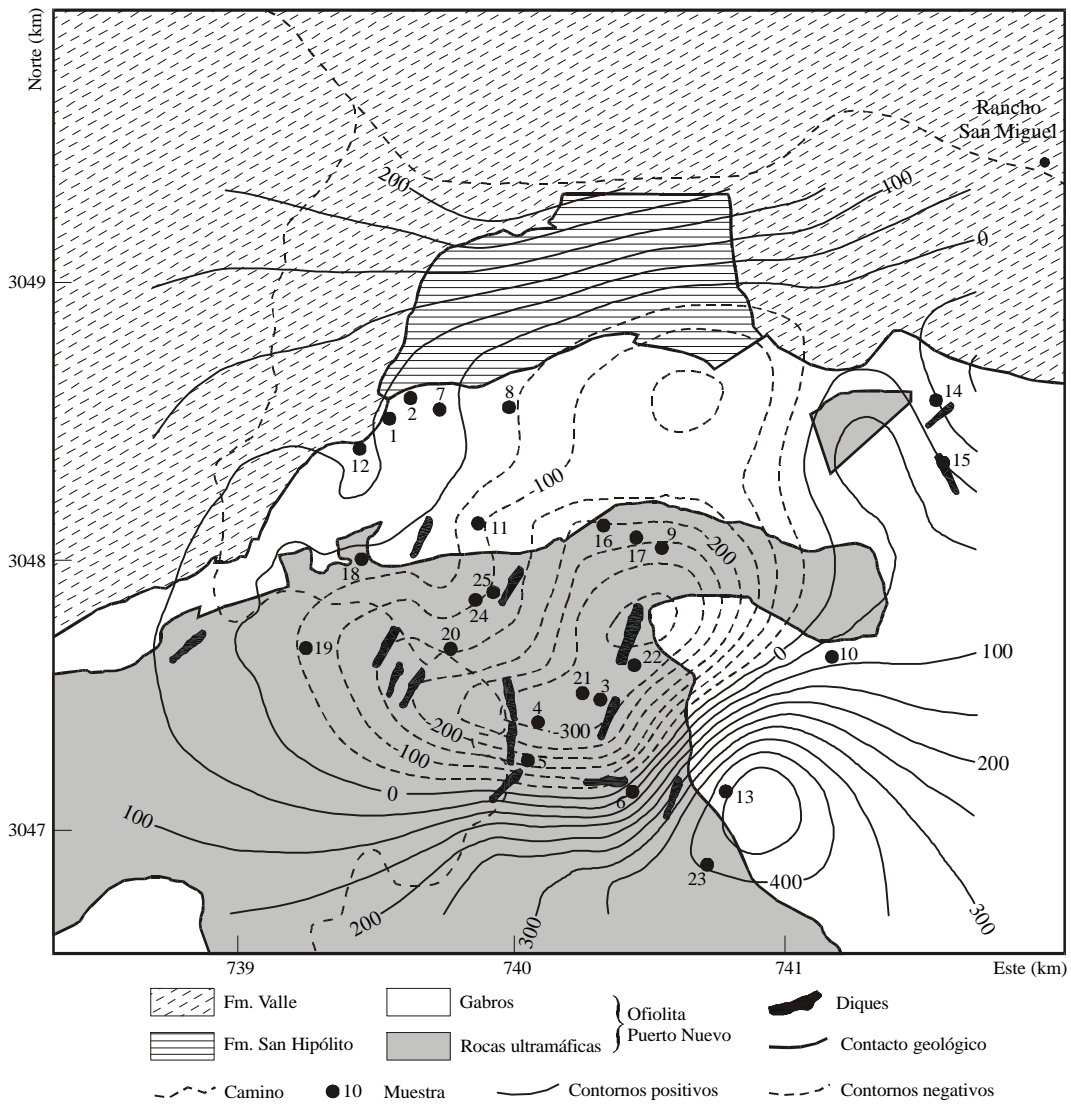


Figura 15. Mapa litológico con curvas de la anomalía magnética residual filtrada cada 50 nT.

do por la Fm. San Hipólito durante el Triásico Superior. Los contactos más comunes entre las diferentes unidades son principalmente por fallas.

Los principales resultados de este trabajo son los siguientes:

-Del análisis petrográfico de las rocas ultramáficas se observó que las muestras están serpentinizadas entre el 85% y 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 fibra cruzada. En cantidades menores, debido al calentamiento local, se desarrolló antigorita. Se infiere del reconocimiento de bastitas y pseudomorfos que los protolitos probables son: harzburgita, dunita y lherzolita, en ese orden de abundancia.

-Las rocas del miembro gabróico presentan minerales de alteración que indican la circulación de fluidos de baja temperatura (argilitización y epidotización).

-Se infiere que la serpentización del miembro de rocas ultramáficas pudo ocurrir durante las etapas tardías de la actividad volcánica representada por la Fm. San Hipólito, a una profundidad de aproximadamente 6 km (como lo indica la presión a la cual se establece la asociación lizardita-crisotilo).

-Las relaciones de contacto entre el miembro de rocas ultramáficas están caracterizadas por fallas de empuje de bajo ángulo en los bordes. Estos planos de falla sugieren que el mecanismo de emplazamiento de las rocas ultramáficas diferenciadas y estratificadas pudo haber sido diapírico debido al efecto combinado del incremento de volumen y la pérdida de densidad que experimentó este miembro al serpentinizarse.

-De los resultados obtenidos del laboratorio, se observó que las muestras de rocas ultramáficas tienen una susceptibilidad magnética hasta 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 res-

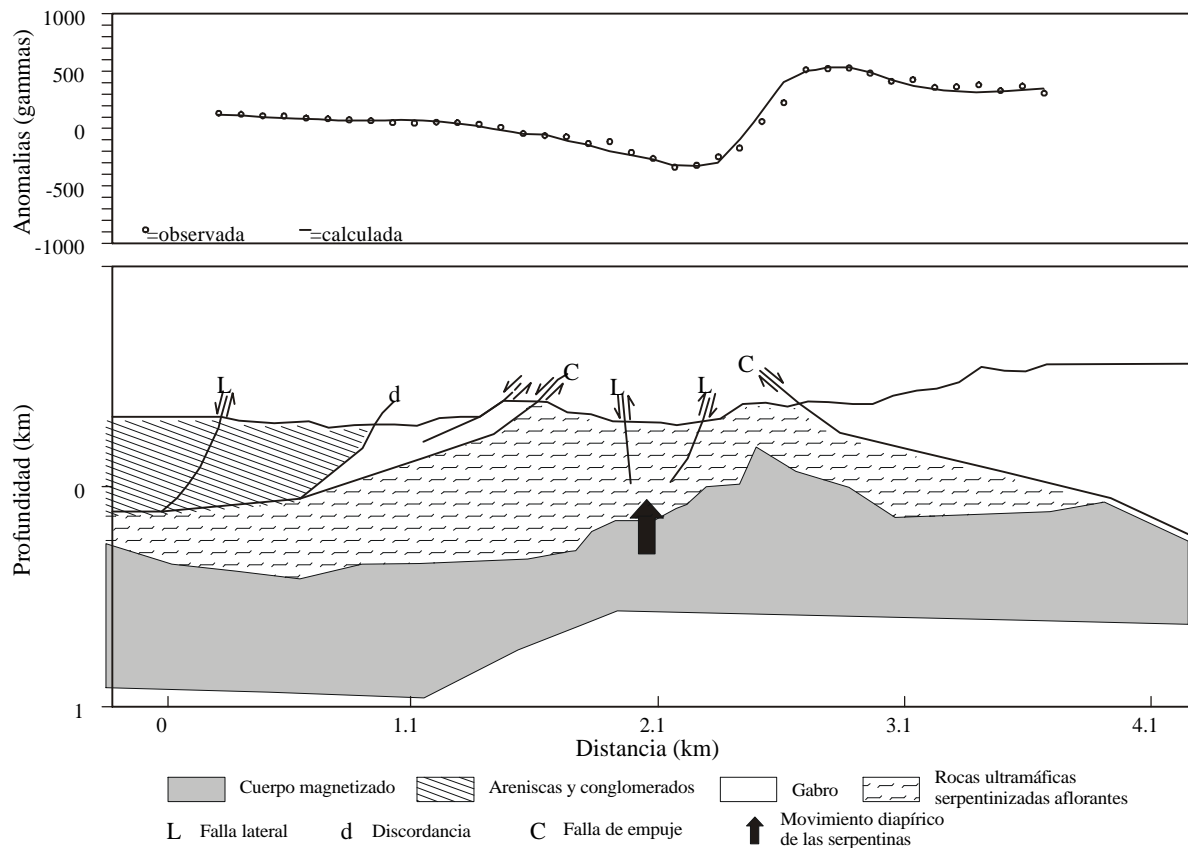


Figura 16. Perfil A-A' de la Figura 4 indicando el resultado del modelado magnético. Se infiere que el cuerpo con mayor susceptibilidad magnética de la base es el resultado de la estratificación de las rocas ultramáficas, de manera que la base podría ser de rocas más ricas en olivino serpentinizadas y con mayor contenido de magnetita secundaria.

pecto al 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. Aunque este cuerpo no aflora, su presencia indicaría que la masa de rocas ultramáficas está estratificada, ocupando las rocas más ricas en olivino las partes inferiores.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo, financiado parcialmente por la División de Ciencias de la Tierra del CICESE y la Universidad de Sonora, es parte de la tesis de maestría de la primera autora. Los autores agradecen las revisiones y sugerencias hechas por Carlos Flores y Bodo Weber, las que ayudaron a mejorar sustancialmente este manuscrito. Agradecemos también la edición de las figuras por parte de Víctor M. Frías C.

REFERENCIAS

Baldwin, S.L. and Harrison, T.M., 1992. The P-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., 1984. Volcanic arc derived, Mesozoic sedimentary rocks, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico. En: V.A. Frizzell, editor, Geology of the Baja California Peninsula, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, V. 39, p. 119-130.

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, editores, Mesozoic Paleogeography of the Western United States; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Pacific Coast Paleogeography Symposium 2, p. 493-498.

Carmichael, R.S., 1989. Magnetic properties of minerals and rocks. In: Carmichael, R.S., editor, Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals. CRC Press, Inc., Florida, p. 299-358.

Castro-Leyva, T., 1997. Estudio geológico y magnetométrico del complejo máfico-ultramáfico Puerto Nuevo en el área de San Miguel, Península de Vizcaino, Baja California Sur, Tesis de Maestría en Ciencias, División de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, 73 pp.

- Castro-Leyva, T., 1992. Geoquímica de los platinoides de las ofiolitas del Vizcaíno (Baja California Sur): Tesis de licenciatura, Universidad de Sonora, Hermosillo, 179 pp.
- Dávila-Alcocer, V. y Pessagno, E.A., 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. 6-2, p. 136-144.
- Finch, J.W. and Abbott, P.L., 1977. Petrology of a Triassic marine section, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico: *Sedimentary Geology*, V. 19, p. 253-273.
- Gastil, R.G., Phillips, R.F. and Allison, E.C., 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California, *Geological Society of America Memoir* 140, 170 p.
- Hickey, J., 1984. Stratigraphy and composition of a Jura-Cretaceous volcanic-arc apron, Punta Eugenia, Baja California Sur, Mexico. En: V.A. Frizzell, editor, *Geology of the Baja California Peninsula*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, V. 39, p. 149-160.
- Jones, D.L., Blake, M.C. and Rangin, C., 1976. The four Jurassic belts of northern California and their significance to the geology of the southern California borderland. En: D.G. Howell, editor, *Aspects of the Geologic History of the California Borderland*. American Association of Petroleum Geologists, Misc. Pub. 24, Pacific Section, p. 343-362.
- 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.
- Kimbrough, D.L., 1985. Tectonostratigraphic terranes of the Vizcaino Peninsula and Cedros and San Benito Islands, Baja California, Mexico. En: D.G. Howell, editor, *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series 1, p. 285-298.
- 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 pp.
- 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., Gastil, G., Fink, W., Robinson, J. and James, A.H., 1976. Geology of the Vizcaino Peninsula. En: D.G. Howell, editor, *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series 1, p. 136-195.
- 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.
- Moore, T.E., 1985. Stratigraphy and tectonic significance of the Mesozoic tectonostratigraphic terranes of the Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico. En: D.G. Howell, editor, *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series 1, p. 315-329.
- Moore, T.E., 1984. Sedimentary facies and composition of Jurassic volcanoclastic turbidites at Cerro Calvariuo, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico. En: V.A. Frizzell, editor, *Geology of the Baja California Peninsula*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, V. 39, p. 131-148.
- 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 pp.
- Pessagno, E.A., Finch Jr., J.W. and Abbott, P.L., 1979. Upper Triassic radiolaria from the San Hipolito Formation, Baja California. *Micro paleontology*, V. 25, p. 160-197.
- Rangin, C., 1982. Contribution a l'étude géologique de système cordeillerain du nord-ouest du Mexique. Thèse d'état, Paris, Université de Paris VI, 588 pp.
- Rangin, C., 1978. Sur un complexe volcanique andésitique de Jurassique supérieur et sus rapports avec des complexes ophiolitiques sur la marge continentale de Basse Californie (Mexique): *Académie des Sciences, Comptes Rendues*, V.286, sér D, p. 1049-1052.
- Rangin, C., 1976. Le complexe ophiolitique de Basse Californie. Une paléocroûte océanique écaïlle (péninsule de Vizcaino, Baja California, Mexique). *Société Géologique de France Bulletin*, V.18, p. 1677-1685.
- Robinson, J.W., 1975. Reconnaissance geology of the northern Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico. M.S. Thesis, San Diego State University, 114 pp.
- 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-Gutiérrez, F., and Speed, R.C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico, *Geological Society of America Special Paper* 278, 153pp.
- Streckeisen, A.I., 1973. Plutonic rocks classification and nomenclature. *Geotimes*, V. 18, p. 26-30.
- Troughton, G.H., 1974. Stratigraphy of the Vizcaino Peninsula near Asunción Bay, Territorio de Baja California, Mexico: M.S. Thesis, San Diego State University, 83 pp.
- Wicks, F.J. and Whittaker, E.J.W., 1977. Serpentine textures and serpentinization. *Canadian Mineralogist*, V. 15, p. 459-488.
- Wicks, F.J. and Zussman, J., 1977. The characterization of serpentine minerals by X-ray diffraction. *Mineral Magazine*, V. 31, p. 101-126.