

**Centro de Investigación Científica y de
Educación Superior de Ensenada**



**CARACTERISTICAS DE LA DEFORMACION EN
LAS ROCAS CRISTALINAS CRETACICAS DE
LA REGION E-SE DE LA CIUDAD DE
LA PAZ, B. C. S., MEXICO**

**TESIS
MAESTRIA EN CIENCIAS**

ERNESTO RAMOS VELAZQUEZ

Ensenada, Baja California, Mexico. Agosto de 1998

TESIS DEFENDIDA POR
ERNESTO RAMOS VELÁZQUEZ
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITE



Dr. John Fletcher MacKrain

Director del Comité



M.C. Francisco Suárez Vidal

Miembro del Comité



Dr. Luis Munguía Orozco

Miembro del Comité



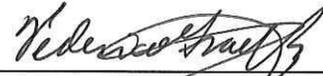
M.C. Jorge Ledesma Vázquez

Miembro del Comité



Dr. Enrique Gómez Treviño

*Jefe del Departamento de Geofísica
Aplicada*



Dr. Federico Graef Ziehl

Director de Estudios de Posgrado

27 de agosto de 1998

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA

**DIVISIÓN DE CIENCIAS DE LA TIERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**CARACTERÍSTICAS DE LA DEFORMACIÓN EN LAS ROCAS CRISTALINAS
CRETÁICAS DE LA REGIÓN E-SE DE LA CIUDAD DE LA PAZ, B.C.S., MÉXICO**

TESIS

**que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS presenta:**

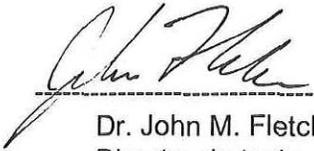
ERNESTO RAMOS VELÁZQUEZ

Ensenada, Baja California, México, Agosto de 1998.

RESUMEN de la tesis de *Ernesto Ramos Velázquez*, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en GEOFISICA APLICADA. Ensenada, Baja California, México, agosto de 1998.

Características de la deformación en las rocas cristalinas Cretácicas al E-SE de la ciudad de La Paz, B.C.S., México.

Resumen aprobado por:



Dr. John M. Fletcher
Director de tesis

El extremo sur de la península de Baja California está compuesto principalmente por rocas cristalinas Cretácicas, que se encuentran en las partes montañosas que exceden los 2000 m de elevación. Estas contrastan marcadamente con las regiones relativamente bajas, de estratos volcanogénicos Terciarios, que dominan la geología de la península hacia el WNW. La falla La Paz ha sido propuesta para separar estos terrenos con diferencias litológicas y topográficas, y se ha reconocido como una estructura dominante en el extremo sur de la Provincia Extensional del Golfo. El área de estudio de esta tesis está inmediatamente al sureste de la ciudad de La Paz y contiene un prominente lineamiento que puede ser visto en fotografías aéreas e imágenes de satélite, y ha sido definida como la traza de la falla La Paz. Todos los afloramientos del lineamiento revelan que éste es un contacto intrusivo Mesozoico y no una falla Neogénica.

Las rocas en el área de estudio fueron agrupadas en tres unidades litoestratigráficas: a) rocas cristalinas Cretácicas graníticas y metasedimentarias, que son las unidades más abundantes, b) rocas volcanogénicas Terciarias, que incluyen diques subvolcánicos y unidades volcanosedimentarias, c) rocas sedimentarias Cuaternarias, que son dominadas por abanicos aluviales y depósitos arenosos en los lechos de los arroyos.

La deformación Mesozoica está dividida en tres generaciones de estructuras y fábricas. D1 está caracterizada por fábricas magmáticas y de alto grado en estado sólido, definida predominantemente por una foliación inclinada al este y una lineación en dirección de la inclinación. Las estructuras D2 incluyen zonas de cizalla dúctil en estado sólido que son generalmente de menos de 15 cm de espesor. Las estructuras D3 están caracterizadas por zonas de cizalla inclinadas al oeste que muestran mecanismos de deformación transicional entre quebradizo y dúctil. La foliación D1 (S1) está desarrollada penetrativamente en el área de estudio, mientras D2 y D3 están restringidas a escasas localidades. Inferimos que D1 y D2 están asociados con el emplazamiento y etapas tempranas de cristalización de las rocas graníticas, mientras D3 fue formada a temperaturas más bajas durante la fase final de enfriamiento y levantamiento del batolito.

La deformación Cenozoica (D4) consiste de fracturas y fallas que se formaron después del depósito de los estratos volcanogénicos Terciarios y están asociados con actividad sísmica moderna. Las fracturas se encuentran principalmente en las rocas graníticas, y típicamente se desarrollan como tres conjuntos subortogonales. La falla San Juan de Los

Planes es la estructura Neogénica dominante en el área de estudio y tiene una zona de cataclasis de alrededor de 200 m de ancho, con brecha y salbanda foliada. Esta zona se orienta NNW y se inclina fuertemente al este, y muestra desplazamiento casi netamente normal. Un segundo grupo de fallas se orienta oeste-noroeste, tiene un característico espaciamiento de aproximadamente 1-3 km y comúnmente muestra separación sinistral de contactos mesozoicos fuertemente inclinados.

Una comparación de geoquímica de roca entera de las rocas de falla con sus protolitos, muestra típicamente enriquecimientos de elementos químicamente móviles (álcalis, Si) y un empobrecimiento en los elementos inmóviles (Ti, Ni, Sr). Esta relación se interpreta como un reflejo del incremento de volumen en las rocas, que ocurre en condiciones de temperatura baja a moderada, y a profundidad somera en la corteza terrestre.

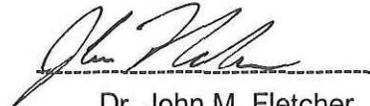
Análisis de termocronometría por huellas de fisión en apatitos, en el extremo sur de la península de Baja California, revela un gradiente radical en edades desde el oeste al este. Tres muestras del bloque de piso de la propuesta falla La Paz, a lo largo del margen occidental del basamento cristalino tienen edades Cretácicas (74-79 Ma). En contraste, tres muestras del bloque de piso de la falla San José del Cabo, a lo largo del margen este del bloque cristalino tienen edades Miocénicas (9-11 Ma). Inferimos que este gradiente refleja un basculamiento regional hacia el oeste del bloque cristalino, y que la expresión topográfica dominante del área fue producida por levantamiento en el bloque de piso de la falla San José del Cabo que se inclina al este. En contraste, inferimos que el levantamiento Neogénico en el bloque de piso de la propuesta falla La Paz fue muy limitado y que si tal estructura existe ésta queda bajo los abanicos aluviales al oeste del frente de montaña.

Palabras claves: Falla La Paz, falla San José del Cabo, falla San Juan de Los Planes, deformación cataclástica, Provincia Extensional del Golfo, tectónica transtensional, Golfo de California, batolito Cretácico.

ABSTRACT of the Thesis of *Ernesto Ramos Velázquez*, presented as partial requirement to obtain the MASTER IN SCIENCES in EARTH SCIENCES, with option in APPLIED GEOPHYSICS. Ensenada, Baja California, Mexico, august 1998.

Characteristics of the deformation in the Cretacic crystalline rocks at the E-SE of the La Paz city, B. C. S. , Mexico

Abstract approved by:



Dr. John M. Fletcher
Thesis Director

The southern tip of the Baja California peninsula is composed mainly of Cretaceous crystalline rocks that are found in mountain ranges that exceed 2,000 m in elevation. This contrasts markedly with the relatively low lying ranges of Tertiary volcanogenic strata that dominate the geology of the peninsula toward the WNW. The La Paz Fault has been proposed to separate these topographically and lithologically different terranes and has become recognized as a dominant structure in the southern Gulf Extensional Province. The study area of this thesis lies immediately southeast of La Paz and contains a prominent lineament that can be seen in air photos and satellite images and has been defined as the trace of the La Paz Fault. Nearly all exposures of the lineament reveals that it is a Mesozoic intrusive contact and not a Neogene fault.

Rocks in the study area were grouped into three lithostratigraphic units: a) Cretaceous granitoids and metasedimentary rocks crystalline, which are the most abundant units, b) Tertiary volcanogenic rocks that include subvolcanic dykes and volcanogenic sedimentary units, c) Quaternary sedimentary rocks that are dominated by alluvial fans and sheetwash sand deposits.

Mesozoic deformation is divided into three generations of structures and fabrics. D1 is characterized by magmatic and high-grade solid-state fabrics defined predominantly by a steep east-dipping foliation and down-dip lineation. D2 structures include solid-state ductile shear zones that are generally less than 15 cm thick. D3 structures are characterized by west-dipping shear zones that display transitional brittle-ductile deformation mechanisms. The D1 foliation (S1) is penetratively developed in the study area, whereas, D2 and D3 are restricted to scarce localities. We infer that D1 and D2 are associated with the emplacement and early stages of crystallization of the granitoid rocks, whereas, D3 was formed at lower temperatures during the final phase of cooling and unroofing of the batholith.

The Cenozoic deformation (D4) consists of joints and faults that formed after deposition of the Tertiary volcanogenic strata and are associated with modern seismic activity. Joints are mainly found in granitoid rocks, and typically develop as three suborthogonal sets. The San Juan de Los Planes fault is the dominant neogene structure in the study area and has a cataclasis zone of about 200 m width, with breccia and foliated gouge. This zone strikes NNW, dips steeply to the east, and records nearly pure normal displacement. A second group of

faults strikes west-northwest, has a characteristic spacing of approximately 1-3 km and commonly shows sinistral separation of steeply dipping mesozoic contacts.

A comparison whole-rock geochemistry of fault rocks with their protoliths typically shows an enrichment of chemically mobile elements (alkalis, Si) and a depletion in the immobile elements (Ti, Ni, Sr). This relation is interpreted to reflect an increase of volume in the rocks, that likely occurred at low-moderate temperature conditions and at shallow depths in the crust.

Analysis of apatite fission track thermochronology, in the southern tip of the Baja California peninsula, reveals a radical gradient in ages from west to east. Three samples from the footwall of the proposed La Paz Fault, along the western margin of the crystalline basement, block yield Cretaceous ages (74-79 Ma). In contrast, three samples from the footwall of the San Jose del Cabo Fault, along the eastern margin of the crystalline basement, block yield Miocene ages (9-11 Ma). We infer that this gradient reflects an regional westward tilt of the crystalline basement and that the dominant topographic expression of the area was produced by uplift in the footwall of the east-dipping San Jose del Cabo fault. In contrast we infer Neogene uplift in the footwall of the proposed La Paz Fault was very limited and if such a structure exists it lies beneath alluvial fans west of the range front.

Key words: La Paz fault, San Jose del Cabo fault, San Juan de los Planes fault, cataclastic deformation, Gulf Extensional Province, transtensional tectonics, Gulf of California, Cretaceous batholith.

“... Adviértase que lo que dejamos dicho de la grande abundancia de piedras que hay en la California, no debe entenderse de la punta de ella, por espacio de cincuenta leguas hacia el cabo de San Lucas, que es lo que allí se llama sur. En este espacio de tierra no hay piedras si no es en lo más agrio de la sierra; fuera de ella, es cosa rara encontrar algunas. Aún en el territorio de los guaycuros (que es confinante con el sur), aunque hay piedra, no es tanta como hemos dicho; porque, en cuanto a esta materia hemos hablado del territorio de los cochimés, que ocupa la mayor parte de la península.”

Padre Miguel del Barco (1706-1790)
“Historia Natural y Crónica de la Antigua California”

Dedicatoria

Dedico este trabajo a mi gran amiga y esposa Isabel Cristina, quien es la responsable de gran parte de lo que aquí se expone ...

A mis padres Rosario y Rafael, quienes me han apoyado en todas las locuras que he emprendido en la vida, y especialmente en ésta ...

AGRADECIMIENTOS

Durante la realización de esta tesis estuve en interacción con muchas personas, a las cuales quiero expresar mis más sinceros agradecimientos:

A mi asesor John Fletcher por su apoyo incondicional para la culminación con éxito de este trabajo (proyecto CONACYT 4345), así como a los miembros de mi comité: Luis Munguía Orozco, Francisco Suárez Vidal y Jorge Ledesma Vázquez, por sus atinadas críticas y correcciones.

A Jorge Aranda Gómez, José Pérez Venzor, Ramón Mendoza Borunda y Héctor Romero Espejel, con quienes sostuve interesantes discusiones que contribuyeron a mi entendimiento sobre diversos aspectos de la tesis.

A los técnicos: José Mojarro por su apoyo y ayuda en el uso del equipo de cómputo, Gabriel Rendón Márquez por su ayuda en la realización de secciones delgadas y preparación de rocas, y a Luis Gradilla por los análisis de microscopio electrónico.

A Eloisa Aparicio Ceja y al Dr. Miguel Avalos del CECIMAC, UNAM, por las facilidades para la realización de análisis de difracción de rayos X.

Al personal del CICESE en La Paz, Baja California Sur, y especialmente a Armando Trasviña Castro, por el apoyo logístico durante el trabajo de campo.

A todas aquellas personas que trabajan en la división de Ciencias de La Tierra del CICESE, y que nos permiten una vida más relajada.

Al CONACYT por darme apoyo económico durante la mayor parte del tiempo de estancia en el programa de posgrado del CICESE.

A mis compañeros: Mariano, Gabriel, Dolores, Esteban, Puga, Charré, Auxilio, Felipe, María Elena, Cristina, Marco, Oscar, Jouracy, Diana, Carlos, Ramón, Juanito, y a todos los que olvido (pero que ellos saben que no se me olvidan).

A mi fiel compañero: mi Chevy Luv que me transportó por todos estos andurriales.

CONTENIDO

	Página
I. INTRODUCCIÓN	1
I.1. Definición del problema	1
I.2. Objetivos	4
I.3. Localización y descripción del área de estudio	5
I.4. Metodología	7
II. GEOLOGÍA REGIONAL	10
II.1. Evolución tectónica del extremo NW de México	10
II.2. Geología del extremo sur de la península de Baja California	15
III. LITOLOGÍA	22
<i>III.1. Basamento Cristalino Cretácico</i>	22
III.1.1. Rocas metasedimentarias	22
III.1.2. Rocas plutónicas	27
III.1.2a. Gabro El Novillo	27
III.1.2b. Diorita La Canterilla	30
III.1.2c. Tonalita La Buena Mujer	31
III.1.2d. Granito Las Cruces	33
III.1.2e. Diques granitoides	36
III.1.2f. Diques pegmatíticos	36
<i>III.2. Rocas volcanogénicas Miocénicas</i>	37
III.2.1. Diques andesíticos	39
<i>III.3. Rocas sedimentarias Pliocuaternarias</i>	40
III.3.1. Conglomerado El Coyote	40
III.3.2. Pedimento	40
III.3.3. Depósitos aluviales modernos	42

IV. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	43
IV.1. D ₁ Deformación gneisítica S ₁ y L ₁	44
IV.2. D ₂ Zonas de cizalla dúctiles S ₂	49
IV.3. D ₃ Zonas de cizalla dúctil/quebradiza D ₃	50
IV.4. D ₄ Deformación quebradiza	54
IV.4.1. Diaclasas	54
IV.4.2. Fallas	57
IV.4.2.a. Falla San Juan de Los Planes	57
IV.4.2.b. Sistema de fallas NW-SE	65
IV.5. Análisis químicos en las rocas afectadas por el fallamiento	70
V. FECHAMIENTO POR HUELLAS DE FISIÓN (FISSION TRACKS)	83
VII. SÍNTESIS DE LA HISTORIA GEOLÓGICA	92
VII.1. Historia Mesozoica	92
VII.2. Historia Cenozoica	94
VI. FALLA LA PAZ	96
VIII. CONCLUSIONES	112
IX. LITERATURA CITADA	114
ANEXOS	121
A Mapa geológico del área cartografiada	
B Resultados de los análisis de fluorescencia de rayos X	122

LISTA DE FIGURAS

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
1	Mapa de localización del área de estudio. SLC.- Sierra de Las Cruces, LT.- Sierra La Trinchera, LC.- Sierra Las Calabazas, SLG.- Sierra de la Giganta.	6
2	Evolución tectónica de la margen noroccidental de México, durante el Terciario. Tomada de Lonsdale, 1991.	11
3	Diagrama simplificado de la tectónica actual de la margen noroccidental México. SF.- San Francisco, LA.- Los Angeles, E.- Ensenada, LP.- La Paz.	14
4	Geología regional del extremo sur de la Península de Baja California. FLP.- Falla La Paz, SFSJLP.- Sistema de falla San Juan de Los Planes, SFC.- Sistema de falla El Carrizal, SFSJC.- Sistema de falla San José del Cabo, SLG.- Sierra La Giganta, CLPC.- Cuenca La Paz-Carrizal, CSJLP.- Cuenca San Juan de Los Planes, SJC.- Cuenca San José del Cabo, LP.- La Paz, CSL.- Cabo San Lucas, SJC.- San José del Cabo.	17
5	Afloramiento de rocas metasedimentarias en la localidad de Cerro Devisadero. Se observa foliación bien desarrollada con echado casi vertical, cortada por un dique fallado. La fotografía está tomada viendo al sur, a rumbo de la foliación.	24
6	Detalle de la foliación en las rocas metasedimentarias. Las bandas alternadas evidencian la presencia de la foliación. La fotografía está tomada paralela a la foliación y viendo al sur.	24
7	Sección litológica-estructural A-A', con base en el paralelo 24° N.	26
8	Vista panorámica de la sierra Las Calabazas. Destaca su relieve abrupto, que contrasta con la planicie aluvial del valle de La Paz. La fotografía está tomada viendo al sur.	28
9	Detalle de un afloramiento del Gabro El Novillo en la sierra de Las Calabazas. La foliación es evidente por el alinamiento de cristales oscuros (píroxenos).	28
10	Contacto entre el Gabro El Novillo (GEN) y el Granito Las Cruces (GLC) en la localidad rancho Las Calabazas. En el contacto se observa disturbio y fragmentos del gabro inmersos en el granito.	32
11	Detalle de un afloramiento de la Diorita La Canterilla. Se observan las variaciones texturales y mineralógicas características en esta unidad. A.- Pegmatita de plagioclasa. B.- Microdiorita. C.- Diorita de grano medio.	32
12	Detalle de un afloramiento de la Tonalita La Buena Mujer. Se observa foliación en dos direcciones (S_1 y S_2), además de enclaves microdioríticos. La escala (E) tiene 1 cm de diámetro.	35

13	Panorámica de los afloramientos del Granito Las Cruces en la sierra de Las Cruces. Se observa un paisaje abrupto y el granito muestra fuerte fracturamiento con afloramientos en bloques. La fotografía está tomada viendo al norte.	35
14	Contacto entre el Granito Las Cruces (GLC) y la Tonalita La Buena Mujer (TBM), en la localidad de la presa La Buena Mujer. La fotografía está tomada a rumbo del contacto (NNW).	38
15	Dique pegamatítico intrusionando a la Tonalita La Buena Mujer. El dique corta la foliación S_1 con un ángulo grande.	38
16	Panorámica de las rocas volcanogénicas (RV), se distinguen por las mesetas poco inclinadas de su cima. La Tonalita La Buena Mujer (TBM) se observa en primer plano. La fotografía está tomada viendo al oeste.	41
17	Panorámica con la Tonalita La Buena Mujer (TBM) en primer plano, y en segundo plano rocas volcanogénicas (RV), sobreyacidas por pedimento (Pe). El pedimento está levemente inclinado hacia el oeste. En el extremo izquierdo de la fotografía se observa la sierra de Las Calabazas (SCA). La fotografía está tomada viendo al sur.	41
18	Fotomicrografía de la foliación S_1 en las rocas metasedimentarias. La foliación está definida por el lineamiento subparalelo de biotita (B) y muscovita secundaria (M). El resto de la sección está compuesto por un mosaico de cuarzo y plagioclasa recristalizados. (Muestra CD-12A.II, NII, x4).	45
19	Fotomicrografía de la foliación S_1 en la Tonalita La Buena Mujer. La foliación está definida por el lineamiento subparalelo de biotita (B), hornblenda (H) y plagioclasas (P). El resto de la sección está compuesto por cuarzo (C). (Muestra CD-4.II, NX, x4)	45
20	Modelo que explica la generación de la foliación (S_1), por orientación preferencial y rotación de partículas pasivas en una matriz dúctil; al ser sujetas a deformación homogénea. Este esquema considera que las partículas son minerales cristalizando, mientras que la matriz es líquido magmático. Tomado de Twiss y Moores (1992).	46
21	Polos a la foliación S_1 en las diferentes litologías. La proyección es en el hemisferio inferior, y el plano indicado representa un promedio empírico de los datos, con su respectivo polo. MS.- Rocas metasedimentarias, GEN.- Gabro El Novillo; DLC.- Diorita La Canterilla; TBM.- Tonalita La Buena Mujer.	47
22	Gráficas de lineación (L_1), en los diferentes tipos de litologías. Los datos están graficados en el hemisferio inferior. MS.- Rocas metasedimentarias, DLC.- diorita La Canterilla, y TBM.- tonalita La Buena Mujer.	48

23	Desarrollo de la foliación (S_2) por cizalla, generando pliegues de arrastre en la foliación (S_1) y una zona de cizalla.	49
24	Polos correspondientes al rumbo de la foliación S_2 y rosetas que muestran la dirección predominante de los planos. Los planos indicados corresponden a un promedio empírico, con su respectivo polo. Graficados en el hemisferio inferior.	50
25	Aspecto de un afloramiento de las zonas de cizalla dúctiles – quebradizas (D_3). La zona de cizalla está desarrollada sobre la Tonalita La Buena Mujer (TBM) cortando la foliación regional (S_1). Contiene abundante cuarzo (Q), con estructuras S-C que definen el sentido de cizalla. La fotografía está tomada viendo al sur.	51
26	Fotomicrografía que muestra las características de las fallas dúctiles-quebradizas. La roca está compuesta por cuarzo (C), plagioclasas (P), biotita (B) y hornblenda (H). El cuarzo y plagioclasas tienen recristalización fuerte, y están rodeados por biotita deformada plásticamente. (Muestra 86, NX, x4).	52
27	Polos correspondientes al rumbo de las fallas dúctiles-quebradizas D_3 , y roseta que muestra la dirección dominante de los planos. Los planos mostrados corresponden a un promedio empírico, con su respectivo polo. Los datos están graficados en el hemisferio inferior.	53
28	Afloramiento del Granito Las Cruces (GLC), en la localidad de Las Vinoramas. Se observan tres direcciones de fracturamiento (A, B, C), con intersecciones casi ortogonales. Este afloramiento es sobreyacido por pedimento Cuaternario (Pe). El contacto se muestra por una línea punteada.	55
29	Rosetas y diagramas de polos a los planos de las diaclasas en la Sierra de Las Cruces. Las localidades están indicadas con negritas, y los datos para los polos fueron graficados en el hemisferio inferior.	56
30	Vista general de la falla San Juan de Los Planes en el Arroyo Las Cruces (ALC). La zona inferior representa la zona de cataclasis (ZF) de la falla (punteada en la parte superior). Sobre esta zona se observan depósitos aluviales recientes (Dal), y hacia el fondo el protolito, el Granito Las Cruces (GLC). La fotografía está tomada viendo al norte y casi a rumbo de la falla.	58
31	Imagen de una muestra correspondiente a una zona de falla del sistema de San Juan de Los Planes, y su interpretación estructural, mostrando una fábrica dúctil intensa; con fábrica quebradiza sobrepuesta. La roca corresponde al bloque de piso de la falla y se reconstruye su posición original. Su escala es 1:1 y se muestra un corte paralelo al rumbo de las estrías.	60

- 32** Fotomicrografía mostrando el cambio abrupto desde una zona con textura ultramilonítica (1), hasta protoclastica (2). La roca corresponde a una zona de falla, y la textura ultramilonítica corresponde al espejo de falla. Se observa que la intensidad de la deformación decrece al alejarse del espejo de falla. La mineralogía está compuesta por: biotita (B), biotita secundaria (BS), plagioclasa (P), cuarzo (C), cuarzo recrystalizado (CR) y Felfespato (F). En esta sección se observa dirección de cizalla dextral (indicada), con base en la presencia de porfidoblastos de asimétricos con colas, en la zona con textura ultramilonítica. (Muestra EA-1A.II, NX, x1.25). 62
- 33** Fotomicrografía de una zona protoclastica en la falla San Juan de Los Planes. Se observan microdesplazamientos normales en las plagioclasas (P), interpretados como fracturas R. La biotita (B) está deformada plásticamente, y se encuentra en las fronteras de los minerales. El cuarzo (C) muestra fuerte recrystalización. (Muestra EA-1A.II, NX, x4). 62
- 34** Gráficas de los datos del sistema de falla San Juan de Los Planes (SFSJLP). Se sobreponen los planos de falla con sus estrías a la solución focal calculada por el programa; incluyendo sus ejes de presión (P) y tensión (T). Los datos están graficados en el hemisferio inferior. 64
- 35** Representación esquemática de la zona de cizalla generada por una falla. Se muestran las zonas de deformación gradacional, con sus características principales. 66
- 36** Fotomicrografía de una zona de cataclasis en las fallas NW-SE. Está compuesta por cuarzo y plagioclasas intensamente fracturadas, con desarrollo de planos de cizalla menores (PZ). (Muestra 144, NX, x1.25). 68
- 37** Gráficas de los datos correspondientes a las fallas del sistema NW-SE. Se sobreponen los planos de falla con sus estrías a la solución focal calculada. También se incluyen sus ejes de presión (P) y tensión (T). 69
- 38** Comparación entre las composiciones químicas de rocas sanas y cizalladas, para granito y tonalita; expresadas como FEE. La zona sombreada representa la roca sana, un promedio de 4 muestras en la gráfica superior y una sola en la inferior. Nótese que, de manera general, en la roca cizallada disminuyen las proporciones de los elementos. El eje vertical es mostrado en escala logarítmica. 72
- 39** Difractogramas de la fracción de tamaño de arcilla en las rocas cataclásticas. Nótese que los espectros muestran similitudes en todos los casos, reflejando homogeneidad en su composición mineralógica. (Consta de 4 Páginas). 78

40	Fotomicrografía que muestra la alteración de plagioclasas (P) a arcillas (A), en una zona de cataclasis. La alteración es muy fuerte, y se da tanto en los bordes de los cristales, como en vetillas. En el centro de la figura se observa un cristal de plagioclasa que muestra maclado relicto característico. (Muestra 137, NX, x10).	82
41	Fotomicrografía mostrando el reemplazamiento de biotita (B) por clorita (Cl) en una zona de cataclasis. El resto de la mineralogía está compuesto por un mosaico de cuarzo y plagioclasas (C-P). (Muestra EA-1A.II, NII, x10).	82
42	Diagrama esquemático de la zona de zanado parcial para las huellas de fisión en apatitos. Las huellas se producen constantemente, pero bajo la isoterma de 110 – 120 °C, son borradas casi instantáneamente, y son retenidas sobre esta isoterma.	85
43	Localización de los sitios muestreados para análisis de huellas de fisión en apatitos, en el Bloque Cristalino Sierra La Victoria. Se anexan las claves, nombres de las localidades y fechas determinadas. FLP.- Falla La Paz, FEC.- Falla El Carrizal, FSJLP.- Falla San Juan de Los Planes, FSJC.- Falla San José del Cabo.	86
44	Resultados de los análisis para granos individuales de apatitos, de los extremos Este y Oeste del Bloque Cristalino Sierra La Victoria. Las gráficas radiales en el extremo izquierdo muestran las edades para cada grano (puntos), y los histogramas en el extremo derecho muestran la distribución de las longitudes medidas para las trazas. M.L. Media de la longitud de la traza y su error, S.D. Desviación estándar, N.- Número de huellas medidas.	88
45	Distribuciones típicas de longitudes de huellas de fisión, que identifican diferentes historias termales, cada una de ellas. A) Se refiere a dos poblaciones bien definidas; B) a dos poblaciones mezcladas; y C) una población bien definida. Tomado de Gleadow <i>et al.</i> , 1986.	89
46	Sección geológica esquemática a través del extremo sur de la Península de Baja California. Se muestra la localización de las muestras tomadas para análisis de huellas de fisión sobre apatitos. Las rocas del extremo oriental se enfriaron en el Mioceno, indicando un levantamiento del bloque de piso de la falla San José del Cabo. Contrastando con las rocas del extremo occidental que tienen edades de enfriamiento Cretácicas, indicando poco levantamiento reciente en la región de la falla La Paz.	91
47	Localización propuesta para falla La Paz por Rusnak <i>et al.</i> (1964), Normark y Curray (1968) y por Hamilton (1971). además se muestra la localización de los epicentros reportados por Molnar (1973). LP.- Ciudad de La Paz.	98

48	Localización propuesta para Falla La Paz, en la región de la bahía de La Paz, por Curray <i>et al.</i> (1984), Hausback (1984) y por Aranda Gómez y Pérez Venzor (1988). Se incluyen datos de la sismicidad histórica (Munguía <i>et al.</i> , 1992; Munguía, 1995; Cruz Falcón <i>et al.</i> , 1997). La sección C-D es cortesía de Nava Sánchez <i>et al.</i> (1997).	100
49	Mecanismos focales para los sismos asociados a la parte sur de la traza de falla La Paz. Tomados de Molnar (1973).	106
50	Mecanismo focal compuesto para los eventos de 1989, en la parte oriental de la isla Espíritu Santo. Con línea continua se muestra la primera solución y con línea punteada la segunda. Tomada de Munguía <i>et al.</i> , 1992.	107
51	Mecanismos focales de los eventos del 30 de junio de 1995 y de la microsismicidad posterior asociada. Todos los mecanismos indican extensión hacia el este, por fallas orientadas NNW-SSE. Tomada de Munguía <i>et al.</i> , 1997.	109

LISTA DE TABLAS

<u>Tabla</u>		<u>Página</u>
I	Resumen de los períodos de deformación y sus principales características. Ms.- rocas metasedimentarias, GEN.- Gabro El Novillo, DLC.- Diorita La Canterilla, TBM.- Tonalita La Buena Mujer, GLC.- Granito Las Cruces, FSJLP.- Falla San Juan de Los Planes.	43
II	Relación de las muestras analizadas por fluorescencia de rayos X y por difracción de rayos X. TBM.- Tonalita La Buena Mujer, GLC.- Granito Las Cruces, FSJLP.- Falla San Juan de Los Planes.	77
III	Resultados de los análisis de rocas granitoides, por el método de huellas de fisión sobre apatitos, en el Bloque Cristalino Sierra La Victoria.	87

Características de la deformación en las rocas cristalinas Cretácicas de la región ESE de la ciudad de La Paz, B.C.S., México.

I. INTRODUCCION

I.1. Definición del Problema

En el presente trabajo se plantea caracterizar la deformación (dúctil y quebradiza) en las rocas cristalinas de la región E-SE de la ciudad de La Paz, y estudiar su relación con la Falla La Paz y con la evolución tectónica de la frontera entre las placas Pacífico y Norteamérica.

La región adyacente a la boca del Golfo de California tectónicamente reviste una gran importancia para el estudio de la deformación asociada a la evolución de la frontera entre las placas de Norteamérica y Pacífico. Es por ello que en esta región se han llevado a cabo una gran cantidad de trabajos para estudiar esta frontera, aunque la mayoría se han realizado en el mar y muy pocos en tierra.

El extremo sur de la península de Baja California muestra características litológicas y estructurales que lo hacen diferente del resto de la península. La litología de esta región está compuesta principalmente por rocas cristalinas Cretácicas, que contrastan con la presencia de rocas volcanogénicas Terciarias, localizadas hacia el W y NW. La estructura está dominada por fallas transpeninsulares, con extensión al ENE (Angelier *et al.*, 1981), que corresponde a la parte sur de la Provincia Extensional del Golfo, la cual está bien definida en la parte norte de la península de Baja California (Stock y Hodges, 1989; 1990). Dentro de estas fallas transpeninsulares, la Falla La Paz (Beal, 1948) ha recibido especial atención, debido a que su traza separa rocas cristalinas Cretácicas de rocas volcánicas Terciarias. Con base en esta característica, se ha interpretado que la Falla La Paz es una zona de sutura, generada por la

acreción del extremo sur de la península de Baja California con el resto de la península (Anderson, 1971), o como el límite entre dos terrenos tectonoestratigráficos (Campa y Coney 1984; Sedlock *et al.*, 1995).

La Falla La Paz ha sido mencionada y/o descrita por varios autores (Beal, 1948; Rusnack *et al.*, 1964; Normark y Curray, 1968; Hamilton, 1971; Curray *et al.*, 1982, 1984; Hausback, 1984; Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1986, 1988), aunque existen discrepancias en su localización geográfica exacta, edad y sentido de desplazamiento. Estas discrepancias se basan en que los trabajos sobre la Falla La Paz muestran dos tendencias: a) una posterior a la denominación de esta estructura como tal (Rusnack *et al.*, 1964; Hamilton, 1971), que indica una localización diferente a la propuesta inicialmente por Beal (1948); y b) otra tendencia que se ajusta a la localización inicial de esta falla, que agrega detalles de sus características (Hausback, 1984; Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1986, 1988).

Actualmente se utiliza la localización original para la Falla La Paz, la cual ha sido definida como un lineamiento transpeninsular discontinuo, con rumbo NNW, notable en fotografías aéreas e imágenes de satélite, que separa rocas cristalinas Cretácicas al Este de rocas volcanogénicas al Oeste (Hausback, 1984; Aranda y Pérez, 1988; 1989). Este lineamiento sólo ha sido estudiado en pocas localidades, por lo cual sus características son parcialmente conocidas. Por ejemplo, los estudios más detallados sobre esta falla señalan que su traza consiste en una zona con deformación milonítica intensa, desarrollada sobre rocas cristalinas Cretácicas (Hausback, 1984; Aranda y Pérez, 1988; 1989). Aunque las características de la deformación dúctil no son conocidas a detalle, y cabe la posibilidad de que esta deformación haya sido generada durante el emplazamiento de las rocas cristalinas.

En el extremo sur de la península de Baja California se observa microsismicidad local constante (Munguía *et al.*, 1992, 1995, 1997; Cruz Falcón *et al.*, 1997), y ocasionalmente se han registrado sismos fuertes (Molnar, 1973; Munguía, 1995). Actualmente no se conocen las características exactas de las estructuras que generan la actividad sísmica, y ésta se ha

asociado a la Falla La Paz, aunque la localización de epicentros y mecanismos focales no muestran una relación clara con esta falla. Por estas razones, es posible que la actividad sísmica local esté asociada a un sistema de fallas transpeninsulares, algunas de las cuales cortan depósitos aluviales Cuaternarios (Arzate Flores, 1986; Gaitán Morán, 1986b; Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1989).

Las características meso y microestructurales de los sistemas de fallas regionales son conocidas pobremente, principalmente debido a que la cartografía geológica es limitada. El conocimiento de estas características es importante, porque con ellas es posible inferir la magnitud, sentido y edad del desplazamiento. Además de que se pueden conocer los cambios sistemáticos en las condiciones físicas, al momento del fallamiento: como la presión de fluidos en los poros y esfuerzos tridimensionales, con los que es posible interpretar las condiciones de presión y temperatura en que se deformó la roca.

Las tasas de levantamiento en las fallas es un factor importante que se debe conocer, para establecer un modelo tectónico apropiado. En las fallas del extremo sur de la península de Baja California éstas se desconocen actualmente. Por esta razón se ha implementado un estudio termocronológico que puede ayudar a conocer las tasas de levantamiento en las fallas. En esta ocasión se implementó un estudio a través de la técnica del análisis de las huellas de fisión en apatitos.

Esta investigación se realizó principalmente en la región SSE de la ciudad de La Paz, principalmente debido a que esta región contiene los lineamientos más claros, que se han asociado a la traza inferida de la Falla La Paz, y a que es una de las regiones donde más se ha mencionado y descrito esta estructura. El predominio de afloramientos de rocas cristalinas fue otro factor para elegir esta área, ya que la deformación dúctil relacionada con la traza de la Falla La Paz está desarrollada sobre este tipo de rocas (Hausback, 1984; Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1988). Las rocas cristalinas están fuertemente afectadas por la deformación

quebradiza más reciente, que se infiere asociada a la actual frontera de placas, de la cual se conoce muy poco en esta región, por lo que es una buena oportunidad para su estudio.

I.2. Objetivos

- Estudiar la zona de Falla La Paz para aportar evidencias que permitan resolver las discrepancias sobre su localización y características.
- Caracterizar la deformación dúctil y quebradiza asociada a la traza de la Falla La Paz, para establecer su posible relación genética con esta falla.
- Identificar las fallas principales que conforman la trama estructural del área, y que pudieran ser potencialmente generadoras de actividad sísmica.
- Documentar las transformaciones físicas y químicas ocurridas en las rocas cristalinas, afectadas por la deformación quebradiza, para conocer las condiciones de generación de las fallas, en cuanto a presión y temperatura.
- Caracterizar los patrones de enfriamiento y levantamiento, para ambos extremos del Bloque Cristalino Sierra La Victoria, a través de termocronometría de huellas de fisión en apatitos.

I.3. Localización y descripción del área de estudio

El área de estudio se encuentra localizada en el extremo sur de la península de Baja California, hacia el ESE de la ciudad de La Paz (Fig. 1). Geográficamente, la zona está comprendida entre las coordenadas $23^{\circ} 51'$ – $24^{\circ} 15'$ de latitud Norte, y $110^{\circ} 00'$ – $110^{\circ} 15'$ de longitud Oeste. La fisiografía local está dominada por tres sierras que conforman la parte central de área: Las Cruces (al Norte), Las Calabazas (al SSW) y La Trinchera (al Sur). Hacia los extremos oeste y ESE de la franja de sierras la topografía es contrastante, debido a que estas regiones están constituidas por planicies aluviales, conformadas por los valles de San Juan de Los Planes y La Paz (Fig. 1). Hacia el NE del área de estudio se encuentra la costa del Golfo de California, que constituye su límite. El acceso a esta región se puede hacer a través de las carreteras pavimentadas Federal #1 (La Paz – San José del Cabo, vía larga) y estatal #15 (La Paz – San Juan de Los Planes). Además, a ambas carreteras se unen caminos de terracería de calidades variables que comunican las rancherías cercanas.

El centro de población más importante en las cercanías del área de estudio es la ciudad de La Paz, con una población aproximada de 200 000 habitantes. Mientras que las demás poblaciones están representadas por rancherías dispersas, con máximo 20 habitantes.

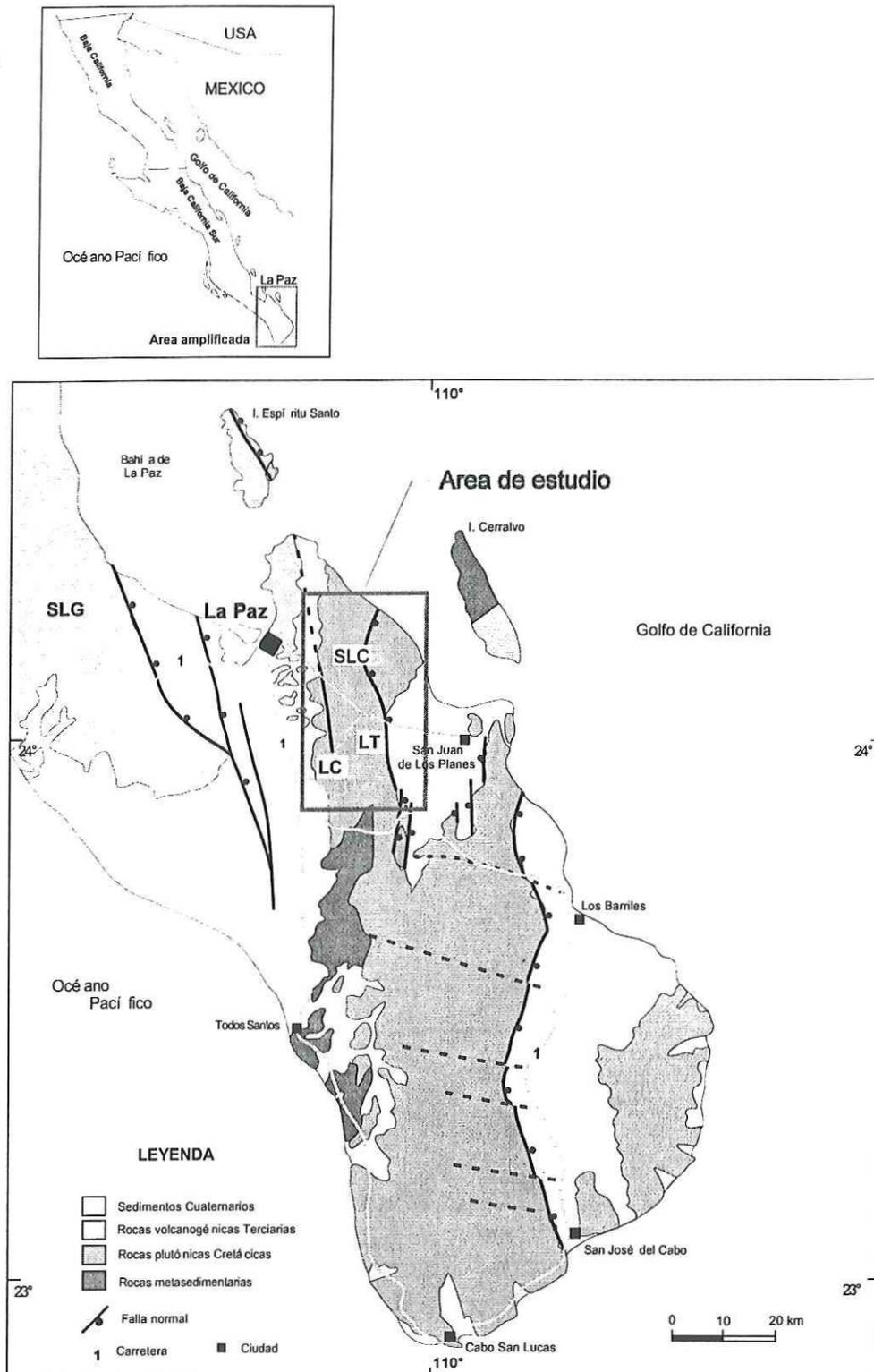


Figura 1. Localización del área de estudio. SLC.- Sierra Las Cruces, LT.- Sierra La Trinchera, LC.- Sierra Las Calabazas, SLG.- Sierra La Giganta.

I. 4. Metodología

La primera fase del trabajo consistió en la elección del área de estudio y recopilación bibliográfica de la literatura existente relacionada con ella. Posteriormente se realizó la cartografía geológica en escala 1:25 000 de las unidades litológicas que afloran en el área elegida. Se utilizaron las cartas topográficas G12D83 y F12B13 (INEGI, 1983), además de fotografías aéreas a blanco y negro en escala aproximada de 1: 50 000 (INEGI, 1973).

Sincrónicamente con la cartografía se llevó a cabo la toma de datos estructurales, incluyendo foliación, lineación, fallas ductiles-quebradizas, fracturas, diques y fallas quebradizas. Los datos de foliación (S_1 y S_2), lineación (L_1), fallas ductiles-quebradizas (D_3), fracturas y diques pegmatíticos, se analizaron utilizando el programa Stereonet. Mientras que los datos correspondientes a las fallas quebradizas se analizaron con el programa Faultkin. Ambos programas utilizan el hemisferio inferior de la red estereográfica de Schmidt para generar las gráficas, dentro de una plataforma Machintosh, y fueron desarrollados por Allmendinger *et al.* (1986). Para representar los datos de fallas se utilizaron diagramas del plano de falla con su respectiva estría, a los que se les sobrepuso una solución focal. Esta solución es similar a la utilizada en sismología para representar datos de sismos, y es calculada por el programa (Faultkin) utilizando los polos de P y T, si se trata de una sola falla, y si se trata de varias fallas utiliza el método de los ejes asociados de Bingham, o una suma de tensores para calcular los cuadrantes de P y T. Esta forma de graficar los datos de fallas fue adoptada para hacer más fácil de visualizar el plano de falla y su sentido de desplazamiento.

Durante la etapa de campo se tomaron muestras de cada una de las unidades cartografiadas, de las cuales se hicieron secciones delgadas para su estudio petrográfico. En el caso de las rocas con fábrica se tomaron muestras orientadas geográficamente, y las secciones fueron realizadas paralelas y perpendiculares a la lineación.

En trece muestras se realizaron análisis químicos de elementos mayores y trazas, seis de estas muestras corresponden a rocas graníticas sanas, y siete son de zonas de falla. En los análisis químicos se utilizó la técnica de fluorescencia de rayos-X (FRX). Para este análisis se trituraron las muestras en una quebradora de quijadas, para reducirlos a tamaño de esquirlas (0.1 a 1 cm), y posteriormente pulverizadas en un molino de anillos hasta un tamaño menor a 200 μm . El análisis propio se realizó con un equipo *Siemens* SRS 3000, utilizando dos muestras internacionales de referencia geoquímica (MIRG), en el Laboratorio Universitario de Geología Isotópica (LUGIS) de la UNAM.

En las siete muestras de zonas de falla se realizaron análisis de difracción de rayos-X (DDX). Para este análisis se utilizaron las muestras previamente pulverizadas para FRX. El procedimiento incluyó un ataque con HCl al 10% para eliminar exceso de carbonatos, posteriormente se utilizó la técnica de pipeteo (Rendón Márquez, 1995) para separar las fracciones de 2 y 4 μm . Después de separar ambas fracciones, se centrifugaron para extraer el exceso de agua y fueron esparcidas sobre portaobjetos petrográficos para su secado total y posterior análisis. El análisis fue realizado en la fracción $<2 \mu\text{m}$, y los resultados fueron manipulados utilizando el programa de computadora MacDiff 3.3.1. (Petschick, 1997), para identificar los minerales presentes.

Los resultados de estos análisis geoquímicos y de difracción de rayos X, se utilizaron para estudiar las transformaciones geoquímicas durante el fallamiento, en las rocas graníticas.

Seis muestras de rocas graníticas fueron seleccionadas para análisis de termocronología, por medio de la técnica de huellas de fisión en apatitos (AFT, por sus siglas en inglés). La colecta de estas muestras se hizo obteniendo esquirlas de la roca, para poder tener un buen control sobre la calidad de cada una. Por medio de esta técnica se obtuvieron edades de enfriamiento y las características de las huellas. Estos resultados fueron utilizados para modelar el comportamiento termal del Bloque Cristalino Sierra La Victoria. Los análisis

fueron realizados por Barry Kohn y David Foster, en el laboratorio de Andrew Gleadow, en La Trobe University, Melbourne, Victoria, Australia.

II. GEOLOGÍA REGIONAL

II.1. Evolución tectónica del NW de México

El extremo NW de México ha experimentado una historia tectónica complicada, la cual está asociada a la interacción de las placas Pacífico, Farallón y Norteamérica, que empezó con la generación de un arco magmático durante el Cretácico, y se extiende actualmente con la apertura del Golfo de California. Durante el transcurso de la historia tectónica regional se han producido las rocas y estructuras que ahora están presentes en regiones como el extremo sur de la península, en donde se ubica la zona del presente estudio.

La actividad del arco magmático Cretácico inició durante el Cretácico Temprano, y estuvo relacionado con la subducción de la placa Farallón bajo la de Norteamérica, y finalizó en el Cretácico Tardío (Walawender *et al.*, 1991), esto debido a la migración del arco hacia el este, probablemente relacionado a una disminución en el ángulo de subducción (Todd *et al.*, 1988). Asociada a este arco magmático se originó una serie de cuerpos graníticos, que intrusieron una secuencia sedimentaria en la margen continental de Norteamérica (Hausback, 1984; Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1988).

Después del emplazamiento de los intrusivos Cretácicos, durante el intervalo de 80 a 25 Ma, el extremo NW de México constituyó la margen continental, en la que se depositó una secuencia marina (Bottjer y Link, 1984). En la región sur de la península de Baja California esta secuencia está compuesta por las formaciones Tepetate, El Salto, San Gregorio y San Isidro (Hausback, 1984).

Durante el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano (24 Ma), Todd *et al.*, (1988) interpretan que el ángulo de subducción de la placa Farallón se incrementa, originando un retroceso en el arco magmático localizado al oeste hasta la zona que ocupa actualmente el Golfo de California (Fig. 2) (Hausback, 1984; Lonsdale, 1991). La actividad del arco

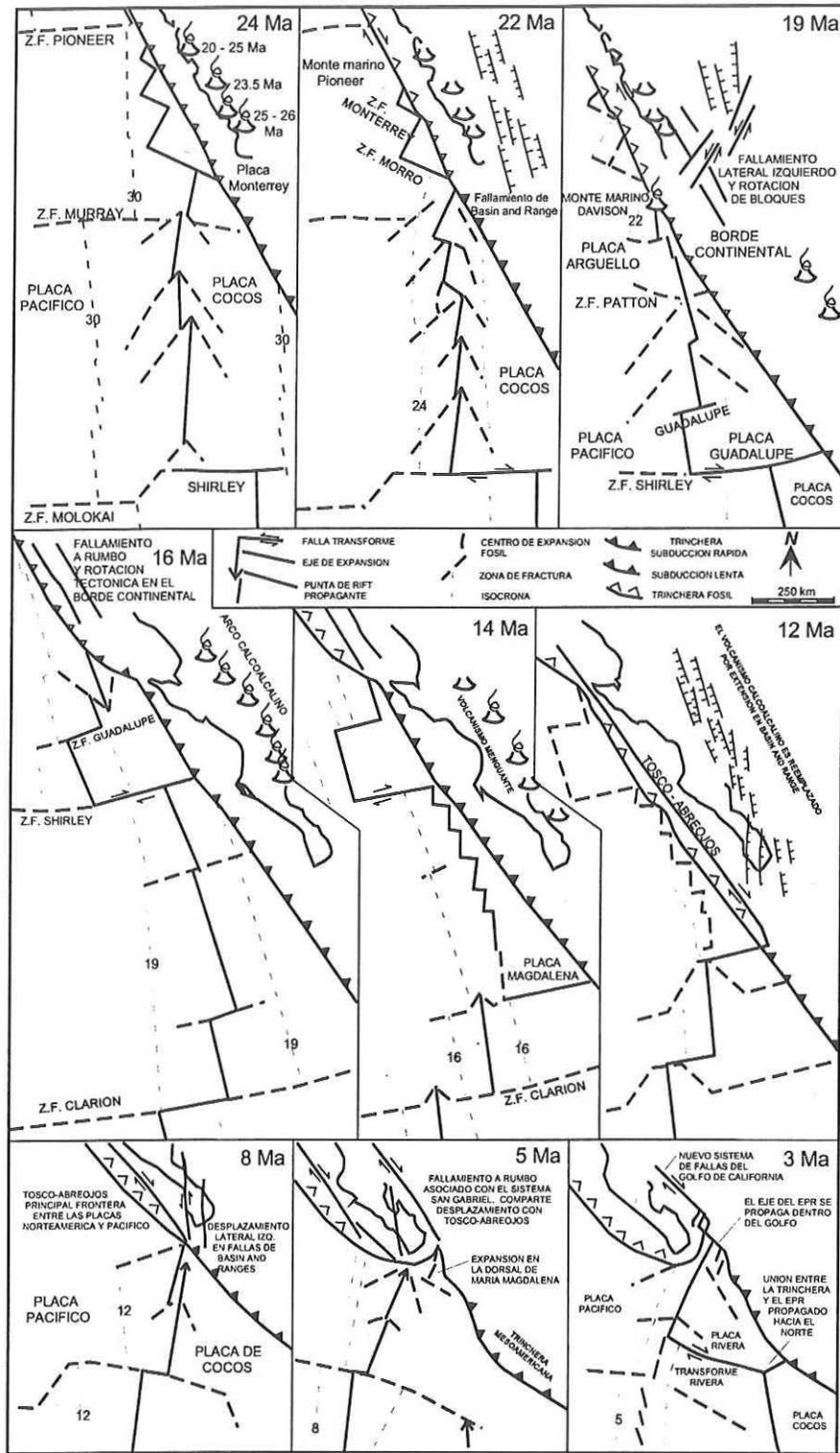


Figura 2. Evolución tectónica de la margen noroccidental de México, durante el Terciario. Tomada de Lonsdale, 1991.

magmático en ésta zona generó la secuencia ignimbrítica calcoalcalina de la formación Comondú, que cubre la mayor parte de la región sur de la península de Baja California y que sobreyace a las rocas marinas del Terciario inferior (Hausback, 1984; Sawlan, 1991).

Las anomalías magnéticas en el piso oceánico muestran que la placa Farallón tenía una dirección de subducción oblicua con respecto a la zona de trinchera, ocasionando que a los 29 Ma la dorsal Farallón – Pacífico colisionara con la zona de trinchera, al sur de la zona de fractura Pioneer (Lonsdale, 1991). Simultáneamente al tiempo en que se dá la colisión, se inicia una transición en el tipo de frontera entre las placas, desde una zona de subducción hasta una zona de fallamiento transtensivo, lo anterior debido a que al momento de la colisión se formó una frontera de tipo falla transforme lateral derecha entre las placas (Bohannon y Parsons, 1995). En los extremos de esta falla transforme se generaron dos juntas triples: la Mendocino (transforme-transforme-trinchera) y la Rivera (dorsal-trinchera-transforme), que migraron al norte y al sur, respectivamente, a medida de que se sucedía la convergencia de las placas, incrementando la longitud de la frontera (Fig. 2) (Atwater, 1970; Curray *et al.*, 1984; Lonsdale, 1991; Bohannon y Parsons, 1995).

La evolución del sistema transforme como frontera de placa fue substituyendo gradualmente a la trinchera, de norte a sur, ocasionando que la subducción disminuyera y consecuentemente también el volcanismo asociado (Lonsdale, 1991; Sawlan, 1991). Hacia los 12 Ma la subducción cesó en la región que corresponde a la actual parte sur de la península de Baja California (Fig. 2), y la frontera entre las placas comenzó a ser exclusivamente de tipo transforme, a través del sistema lateral derecho Tosco-Abreojos (Atwater, 1970; Lonsdale, 1991). Este sistema se desarrolló paralelo a la paleotrinchera coincidiendo con su localización aproximada y constituye un rasgo batimétrico notable (Spencer y Normark, 1979).

Contemporáneo al cese de la subducción se inicia un evento de extensión en los bordes del actual Golfo de California, en dirección ENE-WSW y similar al sistema "*Basins and*

Ranges" (Henry, 1989; Stock y Hodges, 1989). Este evento se localizó sobre el núcleo del extinto arco volcánico (Lonsdale, 1991), y comprende un sistema de fallas normales, posiblemente como un relajamiento térmico de la corteza al término del volcanismo del Terciario (Fig. 2). Es posible que las fallas transpeninsulares del sur de la península de Baja California se hayan generado durante este evento.

Posterior a los 12 Ma se considera que la península de Baja California fue una microplaca, limitando al oeste con la placa del Pacífico a través del sistema Tosco-Abreojos, y al este con la placa de Norteamérica por extensión ENE (Stock y Hodges, 1989). Este comportamiento como microplaca continuó hasta los 5 Ma, en que la propagación hacia el norte de la Dorsal del Pacífico Oriental (*East Pacific Rise*) alcanzó una posición que corresponde a la actual boca del Golfo de California (Fig. 2), extendiéndose hacia el norte, formando centros de dispersión conectados por fallas transformes, conformando el actual sistema del Golfo (Mammerickx y Klitgord, 1982; Curray y Moore, 1984; Lonsdale, 1991). En la misma medida que evolucionó este sistema (entre los 5 - 3 Ma), el sistema Tosco-Abreojos disminuyó gradualmente su influencia, pasando por una fase en cual compartieron el desplazamiento entre las placas Pacífico y Norteamérica, hasta que el actual sistema de dorsales conectadas por fallas transformes predominó, convirtiéndose en la frontera principal (Lonsdale, 1991). Este proceso ocasionó la apertura del Golfo de California y la transferencia de la península de Baja California a la placa de Norteamérica (Atwater, 1970; Curray y Moore, 1984; Stock y Hodges, 1989).

Actualmente la tectónica de la región noroeste de México está dominada por el desplazamiento lateral derecho de la península de Baja California, con respecto a la placa de Norteamérica (Fig. 3). Este desplazamiento se sucede, a través del sistema de dorsales y fallas transformes del Golfo de California y el sistema de falla San Andrés, en California (USA), (Bohannon y Parsons, 1995). La deformación en esta frontera tiene características diferentes, porque en el norte (en California, U.S.A.) los esfuerzos principales son compresivos, en

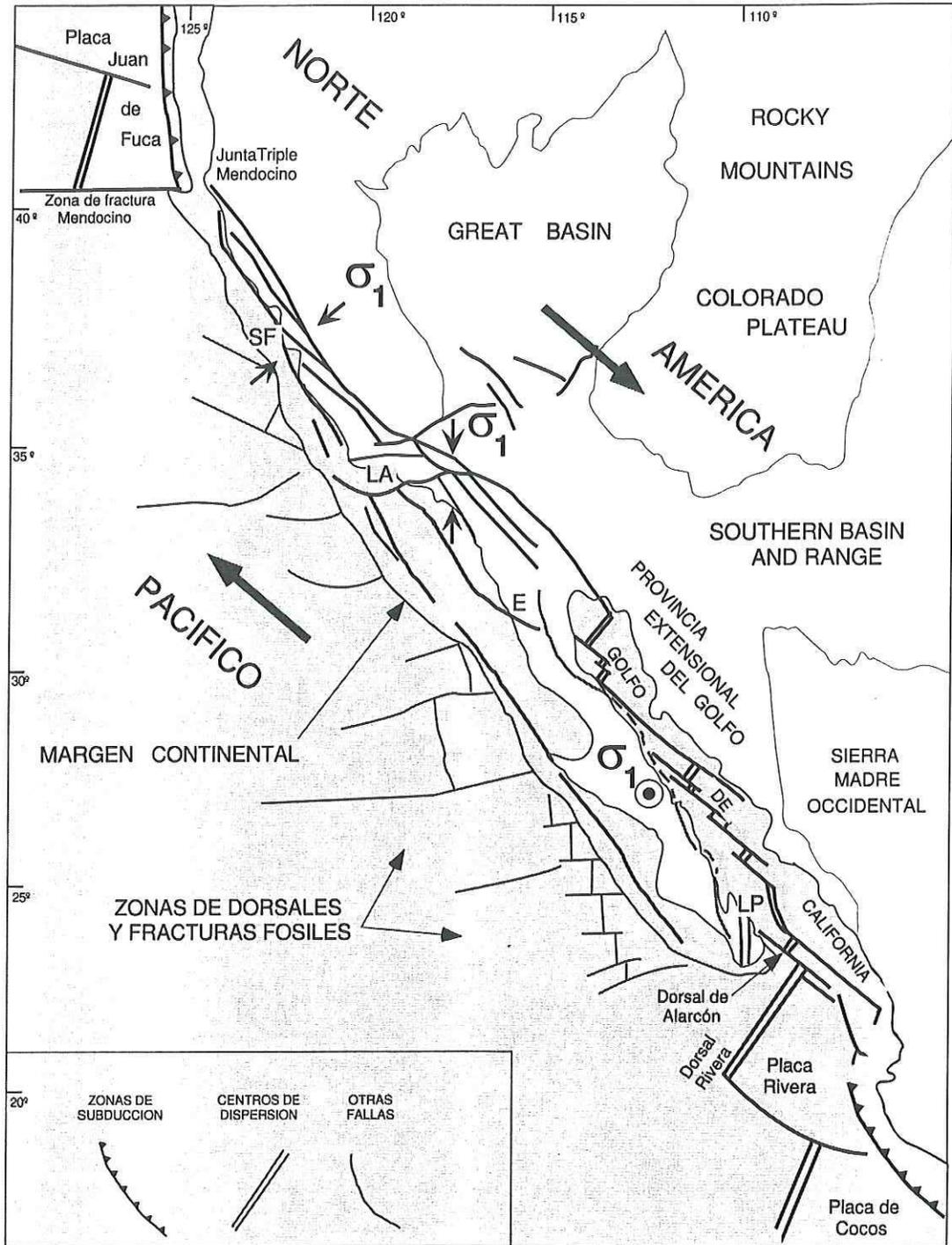


Figura 3. Diagrama simplificado de la tectónica actual de la margen Noroccidental de México. SF.- San Francisco, LA.- Los Angeles, E.- Ensenada y LP.- La Paz.

dirección NE-SW y NS. En la región del Golfo de California, localmente el esfuerzo máximo principal es vertical, dando origen a la Provincia Extensional del Golfo y al sistema de fallas transpeninsulares del extremo sur de la península de Baja California (Fig. 3).

II.2. Geología del extremo sur de la península de Baja California

El extremo sur de la península de Baja California está compuesta, en su mayor parte, por afloramientos de estratos volcanogénicos Miocénicos relativamente continuos, que se inclinan ligeramente ($10-12^\circ$) al oeste. Contrastando su extremo sur, a partir del istmo de La Paz, donde está disectada por tres o cuatro fallas transpeninsulares que definen parcialmente dos bloques cristalinos y tres cuencas tectónicas (Fig. 4).

Las fallas transpeninsulares son: El Carrizal, La Paz, San Juan de Los Planes y San José del Cabo, de norte a sur respectivamente (Fig. 4).

La falla El Carrizal (Gaitán Morán, 1986b) está localizada al oeste de la ciudad de La Paz y se extiende por casi 60 km con dirección NNW. La traza de esta falla es visible desde la población de El Centenario, en la bahía de La Paz, y se extiende hasta la localidad de rancho El Cardonozo al sur, 10 km al norte de la población de Todos Santos (Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1989). La mitad norte de la falla El Carrizal se divide en cuatro fallas menores, que alcanzan la costa del Golfo de California en diferentes puntos (Fig. 4). Todos los planos de falla tienen fuerte inclinación, y muestran desplazamientos verticales, en sentido normal con caída hacia el este, de rocas volcánicas y sedimentarias terciarias (Hausback, 1984; Arzate Flores, 1986; Carrillo Chávez, 1986; Gaitán Morán, 1986). El desplazamiento vertical calculado para la falla El Carrizal es de 300 a 400 m, utilizando perfiles magnéticos orientados

perpendicularmente al plano de la estructura (Arzate Flores, 1986). Actualmente esta estructura se considera activa, debido a que muestra escarpes en sedimentos cuaternarios y un relieve morfológicamente joven (Gaitán Morán, 1986; Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1989).

La Falla La Paz constituye un lineamiento estructural con dirección NNW que se observa desde aproximadamente 5 km al Sur de la población de Todos Santos, en la costa occidental de la península, hasta Punta Coyotes en el Golfo de California, localizado 7 km al Este de la ciudad de La Paz. La Falla La Paz separa rocas volcanogénicas y sedimentarias Terciarias al Oeste, de rocas cristalinas Cretácicas al Este, aunque su traza y sentido de desplazamiento no se han definido con precisión (Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1989).

La Falla San Juan de Los Planes está orientada en dirección NNW y consiste de múltiples planos de falla subparalelos y casi verticales, que son continuos por ~40 km de longitud (Fig. 4). En el norte su traza empieza a ser evidente en la costa del Golfo de California, en la localidad del rancho Las Cruces, y se interpreta que su prolongación hacia el sur es a través de una serie de fallas con características similares, que pasan al sur de la población de Todos Santos. La dirección de la Falla San Juan de Los Planes es similar a lo largo de toda su traza, siendo sólo alterada cuando corta la sierra de Las Cruces, donde muestra una flexión (15-20°) hacia el Este. En toda su extensión corta rocas graníticas pertenecientes a las sierras de Las Cruces y La Trinchera, y muestra desplazamiento casi exclusivamente vertical, con sentido normal con caída hacia el Este (Puy Alquiza, 1992). En este trabajo se interpreta que esta falla es activa actualmente, debido a que en su parte central muestra escarpes sobre sedimentos cuaternarios, además de que es probable que sea

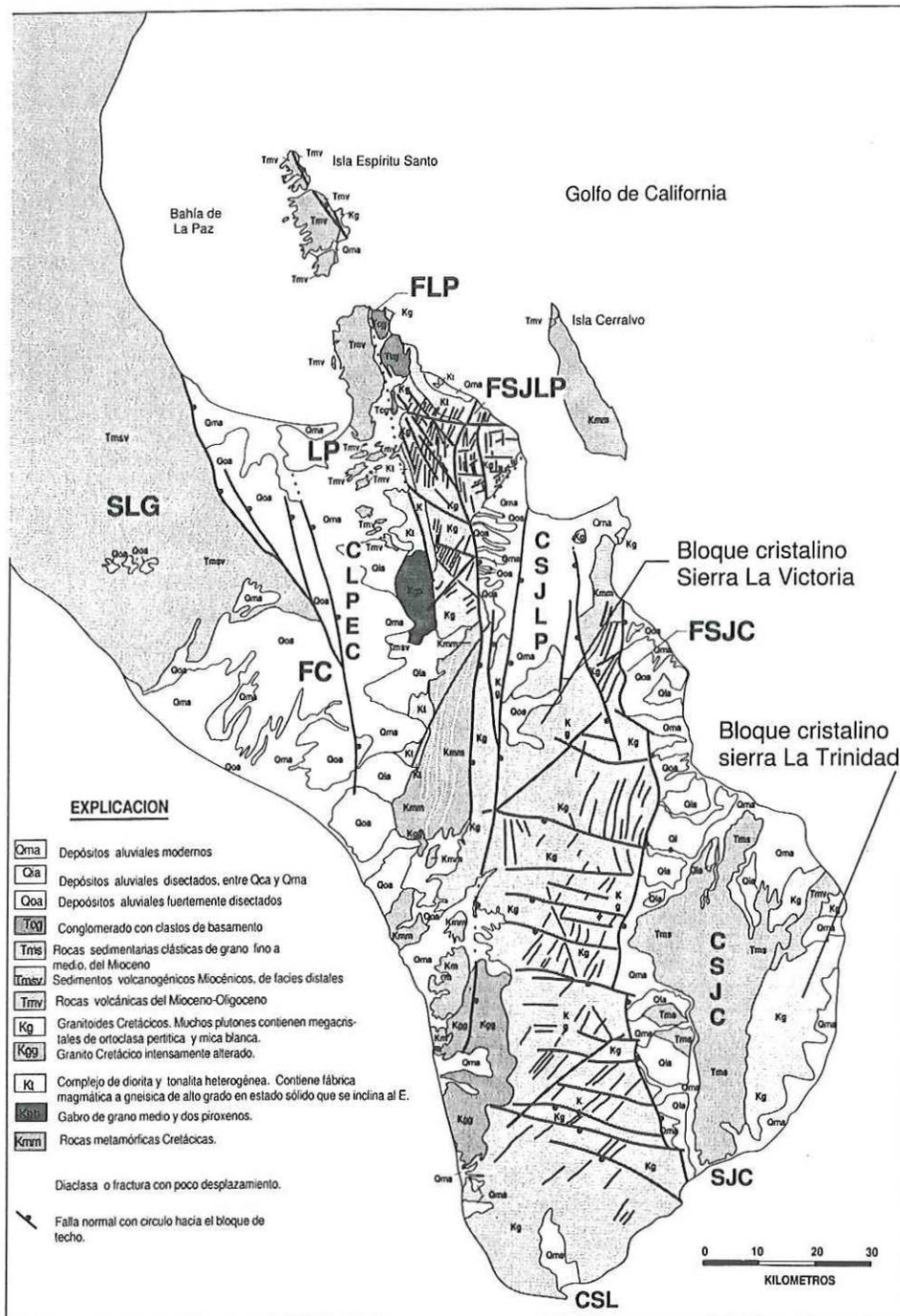


Fig. 4. Geología regional del extremo sur de la península de Baja California.
FLP.- Falla La Paz, **FSJLP.-** Falla San Juan de Los Planes, **FSJC.-** Falla San José del Cabo, **SLG** Sierra La Giganta, **LP.-** La Paz, **CSL.-** Cabo San Lucas, **SJC.-** San José del Cabo, **CLPEC.-** Cuenca La Paz-El Carrizal, **CSJLP.-** Cuenca San Juan de Los Planes, **CSJC.-** cuenca San José del Cabo

la responsable de la generación de la microsismicidad reportada en esta zona por Munguía *et al.* (1992).

La falla San José del Cabo está localizada en el extremo SE de la región, su traza tiene dirección irregular aproximadamente NNW, y se extiende por alrededor de 100 km, desde la ciudad de San José del Cabo en el Océano Pacífico hasta la bahía de Los Muertos en el Golfo de California (Fig. 4). El plano principal de esta falla es casi vertical con desplazamiento en sentido normal y el bloque caído hacia el este, cortando rocas graníticas principalmente. La falla San José del Cabo es considerada activa, debido a que muestra escarpes en abanicos aluviales recientes en los frentes de montaña (Gaytán Morán, 1986).

Los bloques cristalinos del extremo sur de la península de Baja California son: Sierra de La Victoria y Sierra de La Trinidad (Fig. 4). El bloque cristalino Sierra de La Victoria, referido anteriormente como "complejo Cristalino de La Paz" (Ortega, 1982), está definido en su extremo oeste por el contacto de las rocas cristalinas con una serie de abanicos aluviales, y al este por la falla de San José del Cabo (Fig. 4). Este Bloque cristalino tiene un relieve abrupto compuesto por varias sierras, con alturas máximas de 2080 m sobre el NMM en la sierra de La Laguna hacia el extremo sur. El bloque cristalino Sierra de La Trinidad está definido hacia el Oeste por el contacto entre rocas cristalinas Cretácicas y sedimentarias Terciarias, y al este por el Golfo de California, con un relieve somero con alturas máximas de 600 m sobre el NMM.

La estructura interna de los bloques cristalinos está controlada por un sistema de fallas orientado WNW-ESE, y por diaclasas (Fig. 4). Las fallas WNW-ESE muestran amplia distribución con tendencia a desplazamientos a rumbo (horizontales), cortando a las fallas transpeninsulares. Las diaclasas son fracturas tensiles que se presentan sobre todo en las rocas graníticas, con tres orientaciones casi ortogonales.

La presencia de los bloques cristalinos Sierra de La Victoria y Sierra La Trinidad define parcialmente tres cuencas regionales: La Paz – El Carrizal, San Juan de Los Planes y San

José del Cabo (Fig. 4). La cuenca La Paz – El Carrizal tiene forma de “V” con el ápice hacia el sur, y está definida al oeste por la falla El Carrizal, y al este por el flanco occidental del bloque cristalino Sierra de La Victoria. Ambos flancos se intersectan 10 km al norte de la población de Todos Santos. La cuenca San Juan de Los Planes está incluida dentro del bloque Sierra de La Victoria, y también tiene forma semejante a una “V”, con su ápice hacia el SSW. Esta cuenca está definida por la falla San Juan de Los Planes hacia el oeste, y por las estribaciones de las sierras La Gata y Los Chiles, hacia el WSW y SSW respectivamente. La cuenca más al sur es la de San José del Cabo, que está orientada casi NS, y definida por la falla San José del Cabo hacia el oeste, y por el bloque cristalino Sierra de La Trinidad al este. Además limita al norte y al sur con el Golfo de California.

Es importante destacar que todas las cuencas regionales (La Paz-El Carrizal, San Juan de Los Planes y San José del Cabo) están constituidas estructuralmente como cuencas asimétricas (*medios grabens*), definidas por alguna de las fallas transpeninsulares en su flanco oeste (Fig. 4).

Las rocas cristalinas son las más antiguas en la región sur de la península de Baja California, y constituyen los bloques cristalinos Sierra La Victoria y Sierra La Trinidad (Fig. 4). Las rocas cristalinas comprenden principalmente rocas graníticas y una minoría de metamórficas (Ortega Gutiérrez, 1982). Las rocas metamórficas consisten en una secuencia metapelítica y metaígneas (en menor proporción), de facies de anfibolita y esquistos verdes de edad preCretácica (Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1989), que están en contacto intrusivo con rocas graníticas Cretácicas. Las rocas graníticas comprenden un amplio intervalo composicional, desde gabros hasta granitos (*sensu stricto*), (Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1988; 1989) que integran la mayor parte del bloque cristalino Sierra La Victoria y la totalidad del bloque cristalino Sierra La Trinidad (Martínez Gutiérrez y Sethi, 1997).

Las rocas graníticas se han correlacionado con el Batolito Peninsular, del cual 700 km están bien expuestos en el norte de la Península, hasta el paralelo 28° N (Sedlock *et al.*, 1993).

Sobreyaciendo a las rocas cristalinas Cretácicas, se encuentra una secuencia sedimentaria marina de edad Oligoceno–Mioceno temprano, que se distribuye al WNW de la ciudad de La Paz, en la región de San Juan de La Costa y en otras localidades más al norte. Esta secuencia está compuesta por intercalaciones de areniscas fosilíferas, conglomerado, limolitas y lodolitas, correspondientes a las formaciones Tepetate, El Salto, San Gregorio y San Isidro (Hausback, 1984).

Sobre las rocas sedimentarias se encuentra una secuencia compuesta por rocas volcanogénicas del Mioceno medio, que aflora extensamente a partir del borde NW del bloque Sierra La Victoria (Fig. 4). Esta secuencia cubre la mayor parte del extremo sur de la península, desde el límite con el bloque Sierra La Victoria constituyendo la Sierra de La Giganta. La única excepción es en el extremo NE del bloque Sierra La Trinidad, que tiene una localidad con rocas volcánogénicas similares (Martínez Gutiérrez y Sethi, 1997). Las rocas volcánogénicas han sido agrupadas bajo la denominación de formación Comondú (Mina, 1957), que consiste en una secuencia volcánica del Mioceno medio, compuesta por andesitas calcoalcalinas y rocas volcanoclásticas principalmente (de ~1500 m de espesor), asociada al arco magmático que estuvo activo entre los 24-12 Ma (Gastil *et al.*, 1979; Hausback, 1984; Sawlan y Smith, 1984; Sawlan, 1989). También existe una serie de diques andesíticos, que intrusionan a las rocas cristalinas de los bloques Sierra La Victoria y Sierra La Trinidad, que han sido correlacionados con la secuencia volcanogénica del Mioceno medio (Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1989; Martínez Gutiérrez y Sethi, 1997).

Cubriendo a las rocas volcanogénicas, y ocasionalmente rocas del basamento cristalino se observan una serie de afloramientos de rocas sedimentarias, como el conglomerado El Coyote, que aflora al noreste de la ciudad de La Paz, depositado sobre rocas

graníticas Cretácicas del bloque Sierra de La Victoria (Fig. 4), y con edad incierta entre el Mioceno tardío y Plioceno (Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1984). Además, en la cuenca de San José del Cabo afloran rocas sedimentarias marinas y continentales, frecuentemente fosilíferas, con edades del Mioceno tardío al Pleistoceno, que han sido separadas en las formaciones La Calera, Trinidad, Refugio, Los Barriles y El Chorro (Martínez Gutiérrez y Sethi, 1997).

En todas las cuencas es importante la presencia de extensos abanicos aluviales activos, localizados en los frentes montañosos y que cubren la mayor parte de su superficie (Fig. 4). Existen varias etapas de generación de abanicos, que se distinguen por su grado de disección. Los abanicos están ocasionalmente desplazados por fallamiento reciente, formando escarpes bien definidos (Arzate Flores, 1986; Carrillo Chávez y Gaitán Morán, 1986; Gaitán Morán, 1986a; 1986b).

III. LITOLOGÍA

Las rocas que afloran en el área de estudio se agrupan en tres unidades litoestratigráficas: Basamento Cristalino Cretácico, rocas volcanogénicas Terciarias y rocas sedimentarias Pliocuatrnarias. Esta subdivisión fue realizada tomando como base que cada uno de los grupos representa una etapa geológica diferente. El Basamento Cristalino comprende una secuencia metasedimentaria y un grupo de rocas plutónicas. Las rocas volcanogénicas consisten de una secuencia volcánica y subvolcánica, asociada a la actividad del arco magmático del Miocénico. Los estratos Pliocuatrnarios se encuentran en cuencas aisladas que se formaron como resultado del tectonismo neogénico.

III.1. Basamento Cristalino Cretácico

El basamento en el área de estudio lo constituyen: Rocas metasedimentarias, plutónicas y diques pegmatíticos. El origen de estas rocas se asocia a la intrusión del arco magmático Cretácico en la margen occidental de Norteamérica, durante la subducción de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana.

III.1.1. Rocas metasedimentarias.

Las rocas metasedimentarias son las más antiguas en el área, y afloran exclusivamente en la región occidental (anexo A). Conforman una secuencia integrada por intercalaciones de esquistos de hornblenda y/o biotita, mármol y *skarn* de granate.

Los esquistos de hornblenda y/o biotita son las rocas más abundantes en la secuencia metamórfica, tienen color gris oscuro en roca fresca, y rojizo en superficies intemperizadas (Fig. 5). En muestra de mano presentan variaciones texturales desde grano fino a muy fino, y aspecto bandeado. Su paragénesis consta de hornblenda + cuarzo + plagioclasas + esfena +/-

biotita +/-granate (almandino) +/- muscovita +/- diópsido, con minerales opacos accesorios. Las fases secundarias son: clorita que reemplaza biotita y hornblenda, y arcillas reemplazando plagioclasas en fracturas intracristalinas. Es frecuente la presencia de vetillas (< 1 mm) de epidota, y ocasionalmente de calcita. Los esquistos muestran textura granoblástica - porfidoblástica, con porfidoblastos de granate (almandino) de hasta 1 cm. Al microscopio se observa que las bandas de los esquistos de hornblenda/biotita representan cambios en la mineralogía, ya que las oscuras son abundantes en hornblenda/biotita, y las claras en cuarzo y plagioclasas principalmente.

El mármol representa aproximadamente el 10% del total de la secuencia, muestra variaciones en su coloración, que va desde un tono gris oscuro hasta un blanco. Mesoscópicamente muestra aspecto homogéneo, con textura de grano grueso a muy grueso. Su mineralogía consta de ~95 % calcita con textura holocristalina granoblástica de grano grueso.

El *skarn* de granate constituye apenas el 5% en la secuencia metasedimentaria. A nivel de afloramiento se diferencia por la alternancia de bandas de color verde claro con bandas rojizas. El *skarn* sobresale morfológicamente debido a que es más resistente al intemperismo y a la erosión. Al microscopio se observa una paragénesis compuesta por clinopiroxeno + granate + plagioclasas + cuarzo + esfena + epidota +/- calcita, con minerales opacos accesorios. Muestra textura granoblástica de grano fino a muy fino, en la que destaca el granate amorfo con bordes difusos. La epidota y el granate constituyen más del 50% del total de la roca, y están dispuestos en bandas paralelas con contactos transicionales.

Todas las unidades que conforman la secuencia metamórfica presentan foliación, que varía desde muy bien definida en los esquistos, moderada en el *skarn* hasta apenas perceptible en el mármol. La foliación en los esquistos es altamente notoria por la presencia

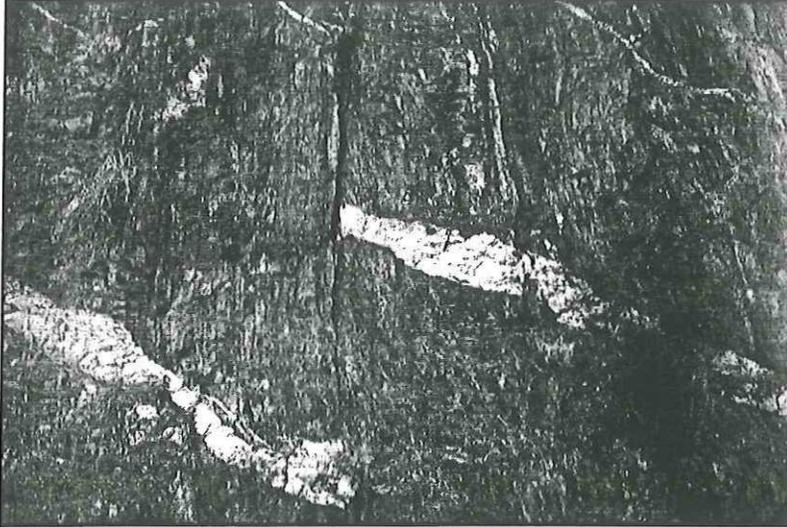


Fig. 5. Afloramiento de rocas metasedimentarias en la localidad de Cerro Devisadero. Se observa foliación bien desarrollada con echado casi vertical cortada por un dique fallado. La fotografía está tomada viendo al sur, a rumbo de la foliación.

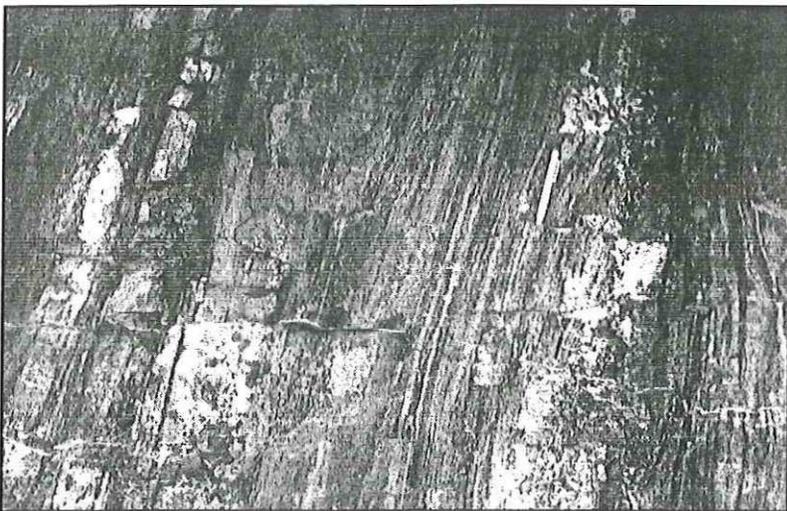


Fig. 6. Detalle de la foliación en las rocas metasedimentarias. Las bandas alternadas evidencian la presencia de la foliación. La fotografía está tomada paralela a la foliación y viendo al sur.

del bandeamiento (Fig. 6). Al microscopio se observa que la foliación está definida por el alineamiento preferencial de hornblenda, biotita y ocasionalmente esfena. A través de toda la secuencia el rumbo de la foliación es constante (casi N-S), al igual que el buzamiento, el cual presenta una fuerte inclinación ($\sim 70^\circ$) hacia el este (Fig. 5). Asociada a la foliación se observa una lineación (L_1) bien desarrollada y con fuerte inclinación ($\sim 70^\circ$), definida por el alineamiento de cristales de hornblenda y biotita.

La secuencia metasedimentaria aflora generalmente como pantallas (*screens*) y es continua por algunos kilómetros (~ 5 km la mayor), el espesor máximo conocido es de ~ 250 m, con excepción de la localidad el arroyo La Matancita (cerro La Calera) (anexo A), donde aflora como colgante (*roof pendant*). Los contactos entre la secuencia metasedimentaria y las rocas graníticas son transicionales (Fig. 7), manteniendo un rumbo paralelo en la foliación de ambos tipos de rocas.

En toda la secuencia se observa la presencia de fuerte alteración hidrotermal, que ocasionalmente forma vetas de sulfuros (con pirita, galena y arsenopirita), emplazadas paralelas al rumbo de la foliación.

De acuerdo con Aranda Gómez y Pérez Venzor (1989), el protolito de las rocas metamórficas corresponde a una secuencia sedimentaria de posible edad Paleozoica, compuesta por intercalaciones de lutitas, arcosas, margas y calizas depositadas en el margen continental.

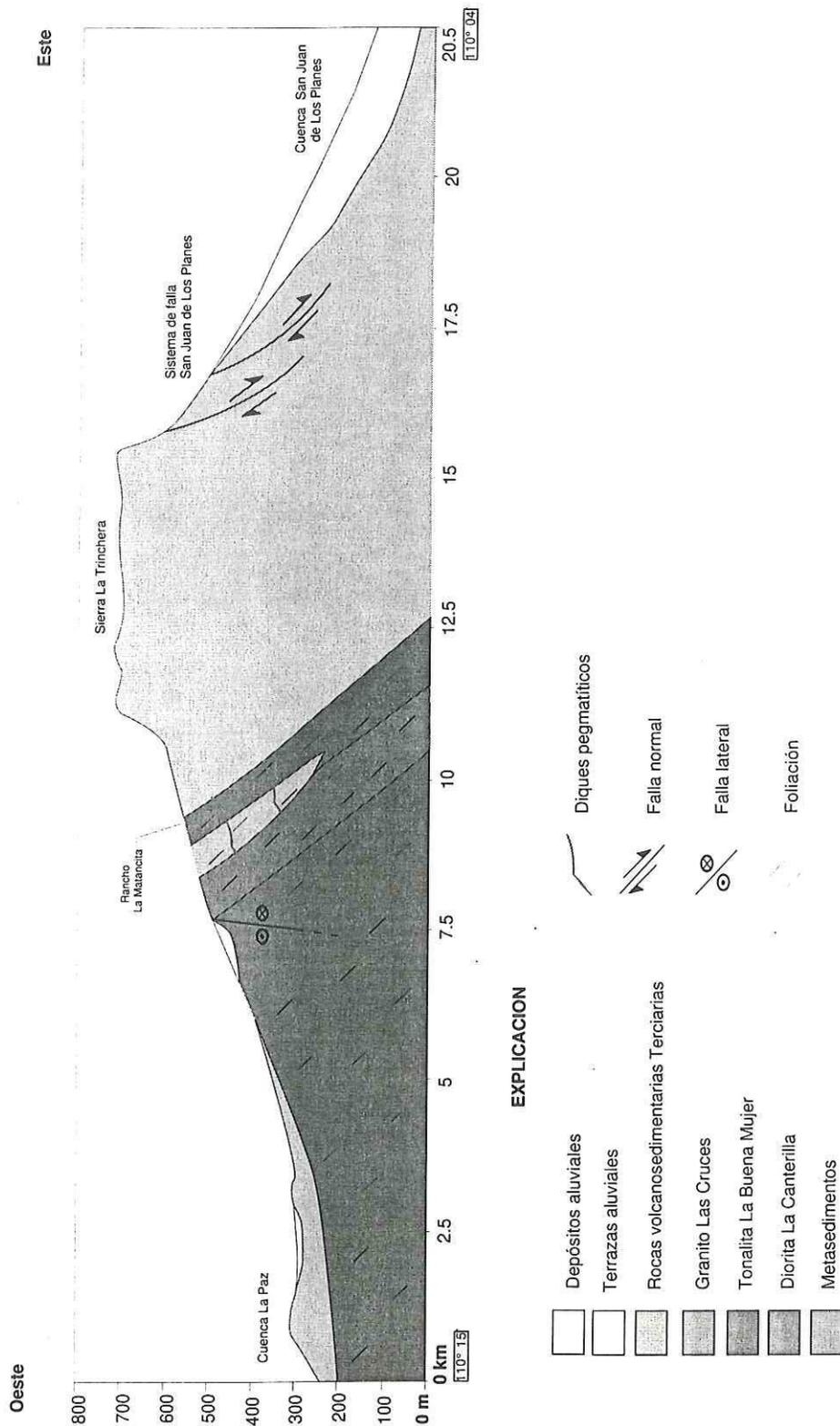


Figura 7. Sección litológica-estructural A-A', con base en el paralelo de 24° 00' N.

III.1.2. Rocas plutónicas

Las rocas plutónicas que afloran en el área de estudio constituyen un complejo de cuerpos intrusivos, con amplias variaciones tanto en composición química (desde gabro hasta granito) como en las edades (K-Ar), entre los 115 y los 87 Ma (Hausback, 1984; Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1989).

Las rocas plutónicas presentes en el área constituyen las unidades: Gabro El Novillo, Diorita La Canterilla, Tonalita La Buena Mujer, Granito Las Cruces y Diques Pegmatíticos.

III.1.2a. Gabro El Novillo

El Gabro El Novillo aflora en la parte suroeste del área de estudio, (anexo A), constituyendo el plutón Las Calabazas. Geomorfológicamente sobresale del entorno por un relieve abrupto y porque tiene color gris oscuro a negro (Fig. 8), estos rasgos son notorios aún en fotografías aéreas o imágenes de satélite. Este plutón tiene forma ovalada, con su eje mayor orientado en dirección NNW. Sus dimensiones son de ~6 km en su eje menor, y ~13 km en su eje mayor.

A nivel mesoscópico el Gabro El Novillo tiene textura de grano fino, con variaciones ocasionales a grano grueso, con apariencia cumúlítica. La paragénesis es de plagioclasas + hiperstena + augita + hornblenda + biotita + cuarzo, con minerales opacos accesorios. Las plagioclasas y piroxenos conforman hasta un 80% del total de la paragénesis. Los minerales secundarios son: tremolita que altera piroxenos (~40%) en su núcleo, clorita que reemplaza a la hornblenda, y ocasionalmente se observan arcillas como producto de la alteración de plagioclasas.

El Gabro El Novillo muestra foliación concéntrica, evidenciada por el alineamiento de crestas topográficas y la presencia de fracturas concéntricas. La foliación está definida

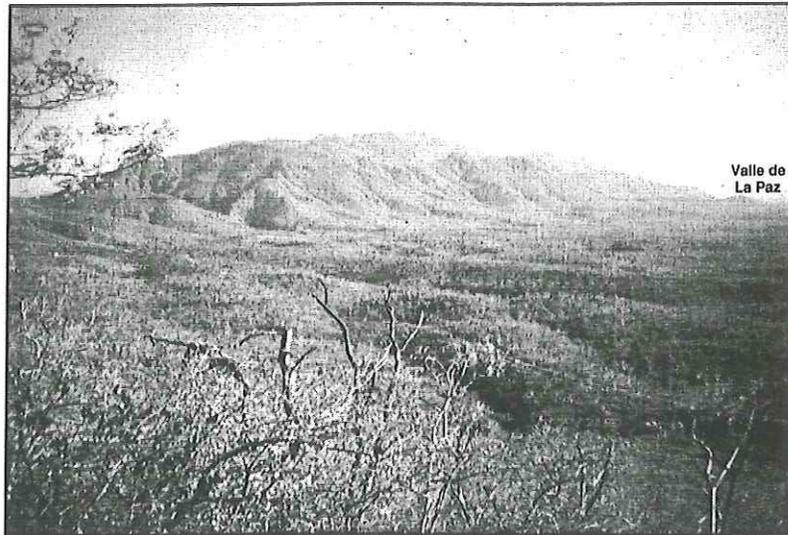


Figura 8. Vista panorámica de la Sierra Las Calabazas. Destaca su relieve abrupto, que contrasta con la planicie aluvial del valle de La Paz. La fotografía está tomada viendo al sur.

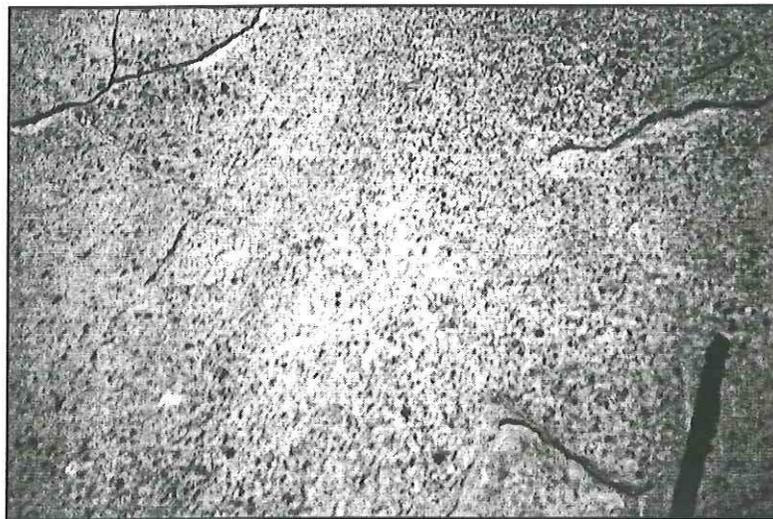


Figura 9. Detalle de un afloramiento del Gabro El Novillo en la sierra de Las Calabazas. La foliación es evidente por el alineamiento de cristales oscuros (piroxenos).

mesoscópicamente por el alineamiento de piroxenos y hornblenda (Fig. 9), y en sección delgada además se observa el alineamiento de las maclas de las plagioclasas.

Los bordes del plutón de Las Calabazas son morfológicamente distintos, su flanco occidental es irregular, y el flanco oriental tiende a ser rectilíneo.

Los contactos del Gabro El Novillo son: deposicionales con depósitos sedimentarios cuaternarios al Oeste, intrusivos concordantes con la Diorita La Canterilla al Norte y con la Tonalita de la Buena Mujer al NNE, e intrusivos discordantes con el Granito Las Cruces al ESE y S.

El contacto del Gabro El Novillo con el Granito Las Cruces inicia en el rancho Las Calabazas (anexo A), y es abrupto, siendo posible observar xenolitos del gabro dentro del granito (Fig. 10), determinando las edades relativas de los cuerpos.

La edad del Gabro El Novillo se ha estimado en 115 ± 2.4 Ma (K-Ar en hornblenda) (Hausback, 1984), lo que implica que es la unidad granítica más antigua en el área de estudio.

El Gabro El Novillo puede ser correlacionado con otro cuerpo gabroico que aflora en la localidad de rancho La Palmilla, en el extremo ENE del área (anexo A) y descrito como Gabro La Palmilla (Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1988). El Gabro La Palmilla tiene fuertes variaciones texturales (hasta casi pegmatíticas), y su análisis petrográfico muestra la paragénesis: labradorita + hiperstena + augita, e ilmenita como accesorio (Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1988). Este cuerpo tiene contactos intrusivos concordantes con la Tonalita La Buena Mujer, aunque no es posible determinar si la foliación presente en la tonalita es continua en el Gabro La Palmilla. En este estudio se interpreta que el Gabro La Palmilla está relacionado genéticamente con el Gabro El Novillo, tomando como base similitudes como su composición mineralógica y las relaciones de sus contactos con la Tonalita La Buena Mujer, por las cuales son cartografiados como una sola unidad.

III.1.2b. Diorita La Canterilla

La Diorita La Canterilla no había sido descrita anteriormente, y en trabajos previos (Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1989) fue incluida como parte del Gabro El Novillo. En este estudio es descrita como una unidad diferente y separada, debido a que muestra diferencias en cuanto a su mineralogía y estructura (presencia de bandeamiento), con respecto al Gabro El Novillo.

La Diorita La Canterilla comprende un cuerpo alargado y estrecho (~1 km), con su eje mayor orientado NNW, que aflora en la parte central del área de estudio (anexo A). Su color es gris oscuro, con una gran heterogeneidad textural y litológica, en forma de bandas alternadas y cuerpos irregulares, que es su principal característica (Fig. 11). Se observan tres tipos de rocas: a) Bandas de pegmatita de plagioclasa, con cristales de alrededor de 1 cm de largo, y hornblenda en forma de cristales intersticiales, con textura subofítica. La proporción mineralógica es de 70% de plagioclasa y 30% de hornblenda equigranular. B) Bandas de microdiorita con fenocristales de hornblenda, con tamaño de grano de 0.5 mm. Contienen alrededor de 60% de plagioclasas y 40% de hornblenda. C) Bandas de diorita de grano medio (2-3 mm), con escasa presencia de biotita. Estas bandas tienen una amplia variación composicional, desde hornblendita (~90% de hornblenda) hasta diorita (~40% de hornblenda), con contactos regulares y abruptos (Fig. 11).

La paragénesis de la Diorita La Canterilla consta principalmente de hornblenda + ortopiroxeno + plagioclasas + cuarzo, además de biotita, circón y opacos como accesorios. Los minerales secundarios son arcillas que reemplazan plagioclasas (en fracturas intracristalinas), y clorita que reemplaza biotita.

La Diorita La Canterilla presenta foliación S_1 y ocasionalmente S_2 . La foliación S_1 está bien expuesta en todo el cuerpo, y se define por el alineamiento de hornblenda, piroxenos y biotita. El rumbo de S_1 está orientado NNW, paralelo con el eje mayor del afloramiento, con

echados muy inclinados ($\sim 70^\circ$) hacia el este. La foliación S_1 muestra una lineación (L_1) asociada, y está constituida por cristales de hornblenda, y con tendencia a la verticalidad ($\sim 70^\circ$).

La foliación S_2 es poco frecuente, y consiste en zonas discretas de cizalla (~ 5 cm), intersectando a S_1 con un ángulo de $30-35^\circ$. La intersección de S_1 y S_2 genera pliegues de arrastre, en donde los minerales se deforman paralelos al plano de cizalla.

Los contactos de la Diorita La Canterilla son transicionales, hacia el W, N y NE con la Tonalita La Buena Mujer (Fig. 7), y hacia el sur con el Gabro El Novillo. Al Este está en contacto con las rocas metasedimentarias, de forma discordante.

III.1.2c. Tonalita La Buena Mujer

La Tonalita La Buena Mujer aflora principalmente en la parte centro Oeste del área, y en el extremo NE, hacia la costa del Golfo de California (anexo A). A nivel de afloramiento esta unidad es de color gris claro, y la presencia de enclaves microdioríticos elongados, es un rasgo característico en su identificación (Fig. 12).

El análisis petrográfico de la Tonalita La Buena Mujer muestra una paragénesis compuesta por hornblenda + biotita + plagioclasas + cuarzo + ortoclasa, con opacos esfena y circón como accesorios. Los minerales secundarios son: clorita que altera a la biotita, arcillas que provienen de la alteración de fracturas intracristalinas en las plagioclasas y ortoclasa, y menos comunmente epidota que reemplaza hornblenda. Esta unidad Tiene una textura granítica holocristalina, con variaciones locales a mirmequítica y poiquilítica.

La Tonalita La Buena Mujer presenta foliación S_1 , y en algunas localidades S_2 (Fig. 12). La foliación S_1 está bien definida, y megascópicamente la constituye el alineamiento de

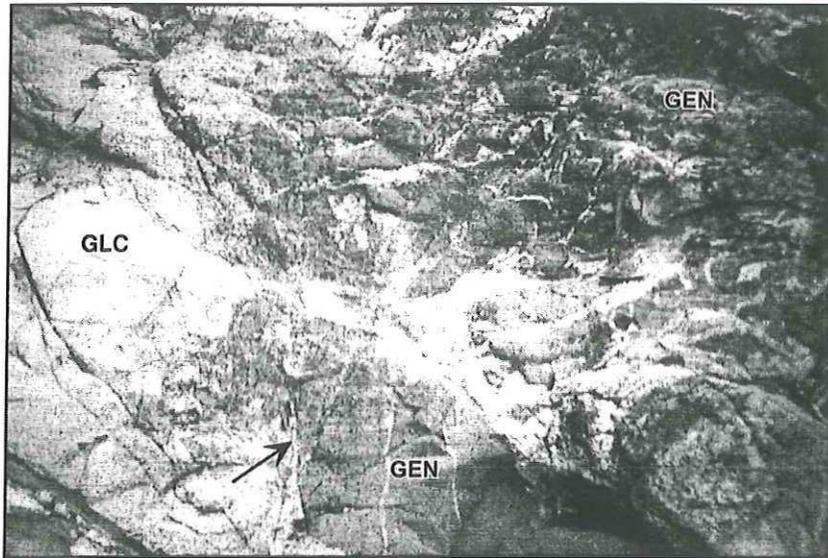


Figura 10. Contacto entre el Gabro El Novillo (GEN) y el Granito Las Cruces (GLC) en la localidad rancho Las Calabazas. En el contacto se observa disturbio y fragmentos del gabro inmersos en el granito.



Figura 11. Detalle de un afloramiento de la Diorita La Canterilla. Se observan las variaciones texturales y mineralógicas características en esta unidad. A.- Pegmatita de plagiocalsa. B.- Microdiorita. C.- Diorita de grano medio.

hornblenda, biotita y plagioclasas. El rumbo de S_1 tiene un comportamiento regular, aproximadamente N-S, con echados fuertes ($\sim 70^\circ$) al Este. Asociada a S_1 también se observa una lineación (L_1) fuertemente desarrollada, con inclinaciones generalmente mayores a 60° .

La foliación S_2 se observa en escasos afloramientos, y consta de zonas pequeñas (~ 5 cm) de cizalla. La relación de acortamiento, entre S_1 y S_2 , está evidenciada por la presencia de pliegues de arrastre en S_1 , orientados paralelos a los planos S_2 (Fig. 12). La foliación S_1 en la Tonalita La Buena Mujer y en los metasedimentos son paralelas, lo cual es una evidencia de que fue generada simultáneamente.

Dentro de la Tonalita La Buena Mujer están contenidas las pantallas de metasedimentos, y presentan contactos transicionales con ellas (Fig. 5). En estos contactos se observa una zona (20 – 30 cm) con concentraciones anómalas de minerales secundarios con tendencia euhedral (calcita, cuarzo, epidota).

La Tonalita La Buena Mujer, en la región NE del área de estudio, tiene contactos intrusivos con el Granito Las Cruces, hacia el Oeste. Mientras que la Tonalita La Buena Mujer en la zona centro Oeste tienen contactos intrusivos abruptos con el Granito Las Cruces, hacia el Este, y transicionales con la Diorita La Canterilla y el Gabro El Novillo hacia el Sur.

III.1.2d. Granito Las Cruces

El Granito Las Cruces aflora extensamente en la parte central del área de estudio (anexo A), y consiste en una franja orientada N-S. Fisiográficamente el Granito Las Cruces comprende dos sierras, Las Cruces y La Trinchera, de Norte a Sur respectivamente. La morfología de ambas sierras es contrastante, pues en Las Cruces es abrupta, con pendientes fuertes (Fig. 13) y constituye las mayores alturas de la región (1200 m en algunos picos),

mientras que en La Trinchera se observan pendientes suaves, con alturas del orden de los 700 m.

La unidad Granito Las Cruces es un granito (*sensu stricto*) de color rosa claro, con textura holocristalina de grano medio a grueso. Esta unidad muestra textura porfírica principalmente, con fenocristales euhedrales de ortoclasa, de 5 a 6 cm de longitud. Su paragénesis consiste en cuarzo + ortoclasa + plagioclasa + biotita, además de hornblenda, muscovita, esfena, circón, magnetita e ilmenita como accesorios. Las fases minerales secundarias están compuestas por clorita alterando a la biotita y arcillas que reemplazan ortoclasa, en fracturas intracristalinas.

Una de las principales características del Granito Las Cruces es una fuerte densidad de diaclasas, distribuidas en tres direcciones casi ortogonales. Las diaclasas se observan desde nivel regional hasta en muestra de mano, y controlan en gran medida la estructura de esta unidad.

Los contactos del Granito Sierra de Las Cruces son de tipo intrusivo, con la Tonalita La Buena Mujer, al NE y SW, y con el Gabro El Novillo hacia el SSW del área de estudio (anexo A). Las características de los contactos con la Tonalita La Buena Mujer son contrastantes, como en el caso del contacto NE, el cual es discontinuo e irregular, mientras que al SW es rectilíneo (con rumbo NNW). Este contacto (SW) está bien expuesto en la localidad Presa de La Buena Mujer, donde se observa que hay un cambio litológico abrupto entre el Granito Las Cruces y la Tonalita La Buena Mujer, con bordes de enfriamiento (*chilled margins*) de casi 1 m en el granito (Fig. 14). Además, se observa la presencia de diques pegmatíticos, originados en el granito que intrusionan a la tonalita, a través de su contacto. Con base en las relaciones de contacto se interpreta que la Tonalita La Buena Mujer es más antigua que el Granito Las Cruces, lo cual es apoyado por las edades radiométricas (K-Ar sobre biotitas), que indican 95 Ma y 87-94 Ma, respectivamente (Frizzell y Ort en Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1989). El contacto SSW del Granito Las Cruces con el Gabro El Novillo es abrupto, y rectilíneo (con

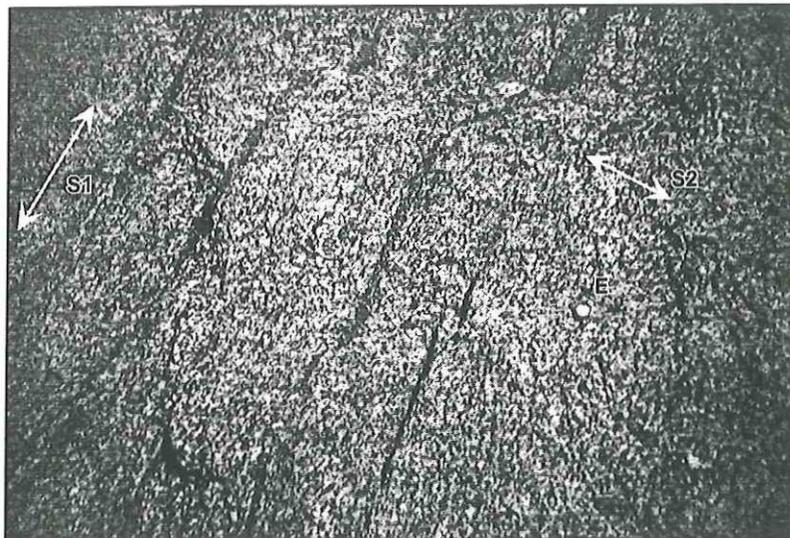


Figura 12. Detalle de un afloramiento de la Tonalita La Buena Mujer. Se observa foliación en dos direcciones (S1 y S2), además de enlaves microdioríticos. La escala (E) tiene un diámetro de 1 cm.

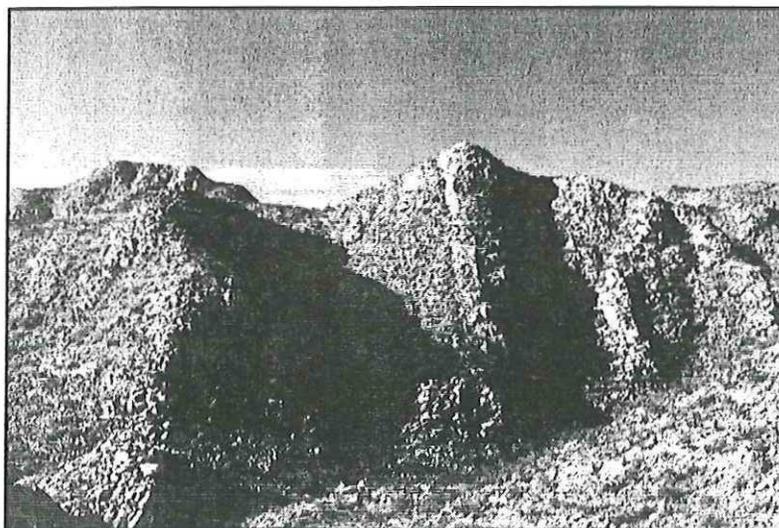


Figura 13. Panorámica de los afloramientos del Granito Las Cruces en la sierra de Las Cruces. Se observa un paisaje abrupto, y el granito muestra fuerte fracturamiento con afloramientos en bloques. La fotografía está tomada viendo al norte.

rumbo NNW), y sus relaciones temporales son determinadas por la presencia de xenolitos del gabro en el granito.

III.1.2e. Diques granitoides

Los diques granitoides afloran en pocas localidades, e intrusionan a las rocas Cristalinas. Estos diques muestran un color blanco, con abundancia de cuarzo y plagioclasas, y textura de grano medio como característica distintiva. Tienen espesores de 10 a 20 cm, y ocasionalmente se observan intrusionando a las rocas Cristalinas foliadas, paralelas al rumbo de la foliación.

El origen de los diques granitoides se ha asociado a la diferenciación tardía del Granito Las Cruces (Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1988).

III.1.2f. Diques pegmatíticos

Los Diques Pegmatíticos afloran en toda el área de estudio, intrusionando a las rocas Cristalinas (Fig. 15). Estos diques son de color rosado con textura pegmatítica, y una paragénesis que consta de ortoclasa + cuarzo + biotita +/- muscovita +/- granate +/- turmalina. El espesor de estos diques es muy variado, y puede ser desde 5 -10 cm hasta cerca de 5 metros como máximo. Cuando intrusionan a la Tonalita La Buena Mujer se observan cambios bruscos ($\sim 90^\circ$) en su rumbo, además de bifurcaciones, que son atribuidas a la estructura foliada de la tonalita.

El azimuth promedio de los Diques Pegmatíticos es de 160° , con echado moderadamente ($\sim 40^\circ$) hacia el W. El origen de estos diques se ha relacionado a la fase pegmatítica del Granito Las Cruces (Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1988). Esta interpretación se hizo con base en las relaciones de campo de los Diques Pegmatíticos, en la localidad de la Presa La Buena Mujer, donde se observa que los diques inician en el granito e intrusionan a la Tonalita de La Buena Mujer, a través de su contacto.

Los Diques Pegmatíticos cortan la foliación regional S_1 con un ángulo fuerte, y no causan desviación en el rumbo de S_1 . Sin embargo, en el arroyo El Cajoncito (anexo A) una porción de dique ha adquirido la foliación S_1 , indicando que los diques pegmatíticos han sido emplazados sintectónicamente con la deformación D_1 .

III.2. Rocas volcanogénicas Miocénicas

Las rocas volcanogénicas afloran en el extremo oeste del área de estudio (anexo A). Comprenden generalmente una serie de cerros aislados y de poca elevación (~ 300 m), inclinados suavemente ($10-15^\circ$) hacia el oeste (Fig. 16).

Las rocas volcanogénicas consisten de una secuencia integrada por areniscas, brechas, conglomerados y tobas, con edades (K-Ar) de 24 y 19 Ma (Hausback, 1984; Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1988). Esta secuencia ha sido descrita como parte de la formación Comondú (Mina, 1957; Hausback, 1984), que se asocia a la actividad del arco magmático Terciario. De acuerdo con Hausback (1984), las rocas volcanogénicas en el área de estudio corresponden, en su mayor parte, a la facies del núcleo de la formación Comondú, y una menor parte a la facies proximal. Esta interpretación, así como el análisis de las direcciones de

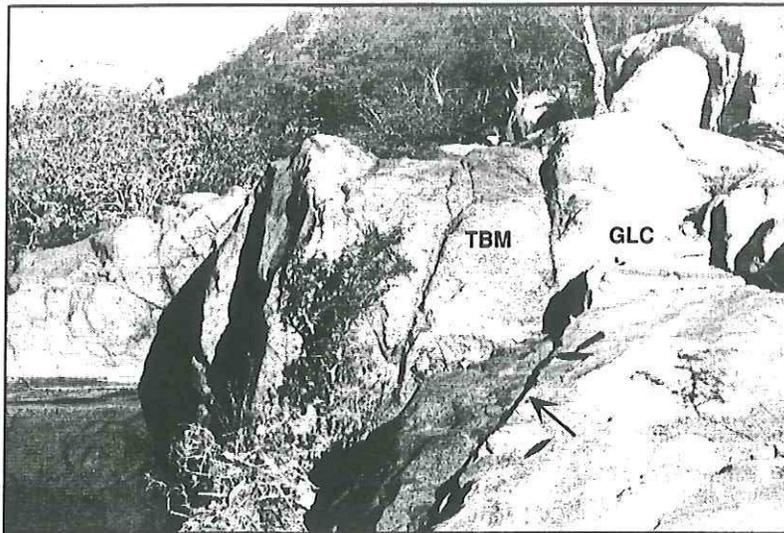


Figura 14. Contacto entre el Granito Las Cruces (GLC) y la Tonalita La Buena Mujer, (TBM) en la localidad de la presa de La Buena Mujer. La fotografía está tomada a rumbo del contacto (NNW).

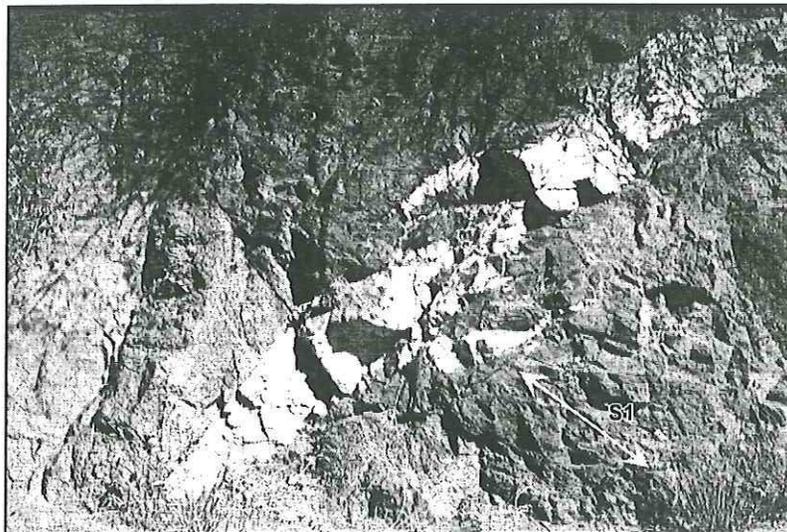


Figura 15. Dique pegmatítico intrusionando a la Tonalita La Buena Mujer. El dique corta la foliación S1 con un ángulo grande.

paleoflujo dentro de esta secuencia, muestra que las fuentes de aporte del material a esta región estuvieron al norte, posiblemente en la zona del actual Golfo de California.

Las rocas volcanogénicas en el área de estudio sobreyacen a la Tonalita La Buena Mujer (Fig. 5) con contactos deposicionales.

III.2.1. Diques andesíticos

Dentro de la secuencia volcanogénica se identificó como una unidad bien diferenciada a diques andesíticos. Estos diques afloran en la parte SSE del área de estudio, en la sierra de La Trinchera (anexo A). Los diques andesíticos tienen espesores de entre 4 y 5 m, y consisten en segmentos continuos por cerca de 2 km de longitud, con rumbo aproximado NW-SE. Parte de la segmentación de estos diques está controlada por fallas laterales con orientación NE-SW.

En muestra de mano y superficies sanas los diques andesíticos presentan color gris oscuro, y rojizo en superficies intemperizadas. Generalmente tienen carácter afanítico y sólo excepcionalmente se observan algunos cristales. Al microscopio se observa una paragénesis compuesta por ortopiroxeno + hornblenda + plagioclasa + opacos, con textura afanítica y ocasionalmente microporfídica, con fenocristales de hornblenda y plagioclasa.

Los diques andesíticos se observan intrusionando al Granito de Las Cruces, donde son muy evidentes debido al contraste de colores entre ambas unidades.

El origen de estos diques se interpreta que puede estar relacionado con una etapa subvolcánica de la formación Comondú. Diques similares han sido descritos al sur del área de estudio Aranda Gómez y Pérez Venzor (1989), en la región de Todos Santos ("diques El Rebalse"), para los que se infirió un origen también asociado a la formación Comondú.

III.3. Rocas sedimentarias pliocuaternarias

III.3.1. Conglomerado El Coyote

El Conglomerado El Coyote aflora en extremo NW del área de estudio (anexo A). Esta unidad consiste de un conglomerado polimíctico, que varía desde moderado hasta bien litificado, con estratificación burda, casi paralela (ocasionalmente cruzada) y mal sorteado. El tamaño de los clastos varía desde guijas muy gruesas (~30 cm) hasta finas, subredondeadas, con matriz arenolimsa y cemento calcáreo. En el análisis de la composición de los clastos, destaca la presencia de calcilitas, pedernal sedimentario y pórfidos basálticos (Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1988). La presencia de este tipo de clastos es importante porque no tienen correlación con afloramientos actuales en la región, implicando que la fuente de aporte de este depósito estaba ubicada hacia el Golfo de California, posiblemente en la región sur del estado de Sinaloa.

Los afloramientos del Conglomerado El Coyote sobreyacen discordantemente al Granito Las Cruces y a las rocas volcanogénicas Terciarias. La edad del Conglomerado El Coyote ha sido interpretada como Mioceno tardío – Plioceno (Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1988).

III.3.2. Pedimento

El pedimento aflora en la región occidental del área de estudio (anexo A). Su morfología está conformada por planicies con pendiente suave hacia el oeste (Fig. 17), disectada por la red de drenaje local.

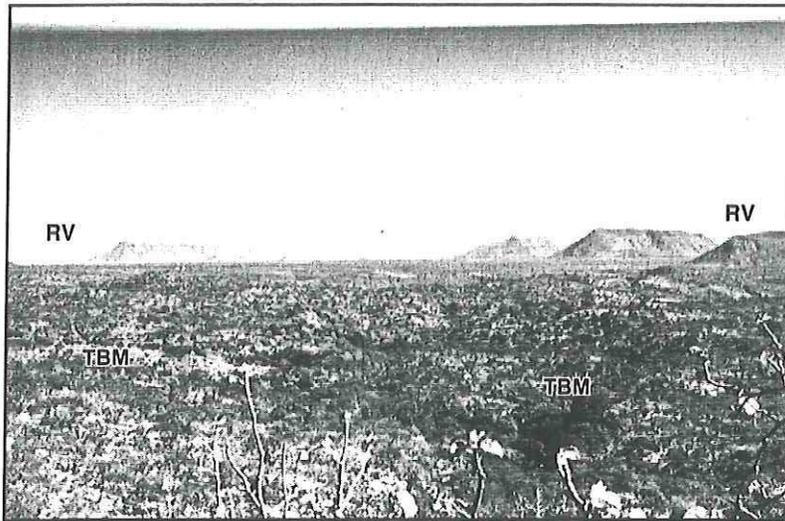


Figura 16. Panorámica de las rocas volcánicas (RV), se distinguen por las mesetas poco inclinadas de su cima. La Tonalita La Buena Mujer (TBM) se observa en primer plano. La fotografía está tomada viendo hacia el oeste.

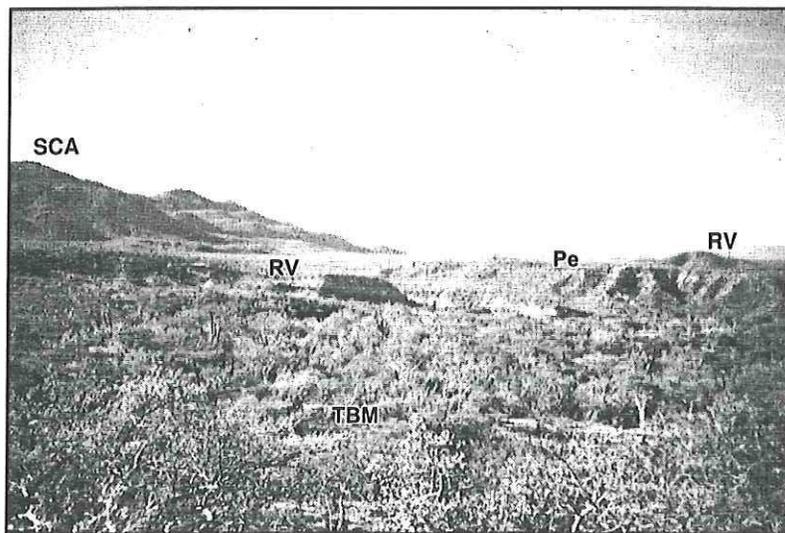


Figura 17. Panorámica con Tonalita La Buena Mujer en primer plano, y en segundo plano rocas volcánicas (RV), sobreyacidas por Pedimento (Pe). El Pedimento está levemente inclinado hacia el oeste. En el extremo izquierdo de la fotografía se observa la Sierra Las Calabazas (SCA). La fotografía está tomada viendo al sur.

Los afloramientos del pedimento muestran que está constituido por una mezcla de material heterolitológico, cuya fuente de aporte está claramente relacionada con las rocas graníticas hacia el Este. Los clastos no tienen un tamaño preferencial, aunque son subredondeados, y tienen matriz de arena y arcilla. El pedimento muestra estratificación burda, conformada por capas de clastos con tamaños similares, imbricados hacia el oeste.

Generalmente el pedimento está sobreyaciendo a rocas graníticas y volcanosedimentarias, y se infiere que su edad puede ser Pleistoceno.

III.3.3. Depósitos aluviales modernos

Comprenden la unidad más joven en el área, y consiste de sedimentos no consolidados ampliamente distribuidos. Están asociados a los cauces de los arroyos, a las planicies aluviales activas y a la zona costera, como producto de la erosión actual.

IV. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En el área estudiada se reconocieron 4 etapas de deformación, que en orden cronológico son D₁, D₂, D₃ y D₄, respectivamente (Tabla 1). Las etapas D₁ y D₂ se caracterizan por fábricas magmáticas y de alto grado en estado sólido, que se interpretan como formadas sincrónicamente con el emplazamiento de los plutones en la región. D₁ produjo una tectonita tipo LS, con componentes S₁ y L₁. D₂ produjo zonas discretas de cizalla. La fábrica generada en la etapa D₃ es transicional entre zonas de cizalla quebradizas – dúctiles, y pudo haberse producido durante el levantamiento de los plutones en el Cretácico. El período de deformación D₄ desarrolló diaclasas y fallas quebradizas, que se generaron después de la deposición de las rocas volcanogénicas del Mioceno, y continúan mostrando actividad sísmica actual.

Tabla I. Resumen de los períodos de deformación y sus principales características. Ms.- rocas metasedimentarias, GEN.- Gabro El Novillo, DLC.- Diorita La Canterilla, TBM.- Tonalita La Buena Mujer, GLC.- Granito Las Cruces. FSJLP.- Falla San Juan de Los Planes.

Período de deformación	Rocas que afecta	Estructuras generadas	Edad estimada
D ₁	Ms, GEN, DLC, TBM	S ₁ y L ₁	Cretácico temprano
D ₂	DLC, TBM	S ₂ en zonas discretas	Cretácico tardío
D ₃	TBM	Fallas dúctiles/quebradizas	Cretácico tardío
D ₄	Ms, GEN, DLC, TBM, GLC	Fallas NNW (FSJLP) Sistema NW-SE Diaclasas	Mioceno tardío - Reciente

IV.1. D1, foliación gneisítica (S_1 y L_1)

La foliación S_1 está ampliamente distribuida por toda el área de estudio, y muestra diferencias de acuerdo con la litología en la que se presenta, ya sea en rocas metasedimentarias o en graníticas. En las rocas metasedimentarias, S_1 es paralela a las bandas composicionales, la cuales muestran diferencias en cuanto a color, mineralogía y espesor. Se observan bandas oscuras, compuestas por biotita, hornblenda, epidota y/o granate, que alternan con otras bandas de coloración clara y compuestas por cuarzo, plagioclasas y/o granate. En ambos tipos de bandas, los minerales se observan elongados definiendo la dirección de foliación, la que es más acentuada en el caso de las bandas oscuras. Al microscopio, la foliación S_1 se observa definida por el alineamiento de minerales euhedrales: hornblenda, biotita, plagioclasas y esfena. La foliación muestra continuidad en su dirección, con flexiones suaves especialmente en la hornblenda y biotita, por la presencia de porfidoblastos de granate (almandino), (Fig. 18).

En toda la secuencia metamórfica la foliación S_1 es paralela a las bandas composicionales. Si se consideran estas bandas como estratificación relictiva (S_0), entonces se interpreta que S_0 fue rotada hasta hacerse casi vertical, durante la generación de S_1 .

En las rocas graníticas S_1 está definida macroscópicamente por alineamiento preferencial y elongación de bandas de hornblenda y biotita, alternadas con otras bandas de cuarzo y plagioclasas. Además S_1 está enfatizada en la Tonalita La Buena Mujer, por la presencia de enclaves microdioríticos elongados, y en la Diorita La Canterilla por bandas composicionales subparalelas. Como resultado del análisis petrográfico de las rocas graníticas, se obtuvo que la foliación S_1 está definida por el alineamiento de hornblenda, biotita, piroxenos y plagioclasas, con formas subhedrales y euhedrales (Fig. 19).



Figura 18. Fotomicrografía de la foliación S1 en las rocas metasedimentarias. La foliación está definida por el lineamiento subparalelo de biotita (B) y muscovita secundaria (M). El resto de la sección está compuesto por un mosaico de cuarzo y plagioclasa recrystalizados. (Muestra CD-12A.II, NII, x4).

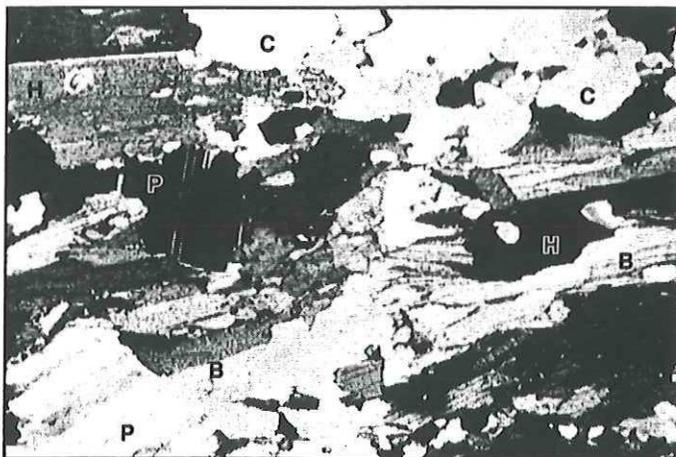


Figura 19. Fotomicrografía de la foliación S1 en la Tonalita La Buena Mujer. La foliación está definida por el lineamiento subparalelo de biotita (B), hornblenda (H) y plagioclasas (P). El resto de la sección está compuesto por cuarzo (C). (Muestra CD-4.II, NX, x4)

La foliación S_1 , en las rocas graníticas, presenta características que permiten interpretar su origen como magmático (Paterson *et al.*, 1989), indicando que los minerales estuvieron sujetos a flujo dentro del magma (Fig. 20). Estas características son: alineamiento de minerales euhedrales (hornblenda, biotita y plagioclasas) (Fig. 19), la foliación S_1 es continua en los enclaves y paralela a los contactos entre las unidades, además de la ausencia de recristalización.

Tanto en la secuencia metasedimentaria como en las rocas graníticas, la foliación S_1 tiene azimuth constante entre 350° y 010° , con echados fuertemente inclinados (60°) hacia el Este (Fig. 21). Una excepción notable en el azimuth de la foliación ocurre el extremo Oeste del área de estudio (anexo A), en afloramientos dentro de la Tonalita La Buena Mujer (entre las localidades de Cerro Devisadero y Cerro Los Pocitos) donde la foliación tiene un azimuth entre 280° y 300° . También en el plutón de Las Calabazas la foliación S_1 varía con respecto a la dirección regional, mostrando una tendencia concéntrica.

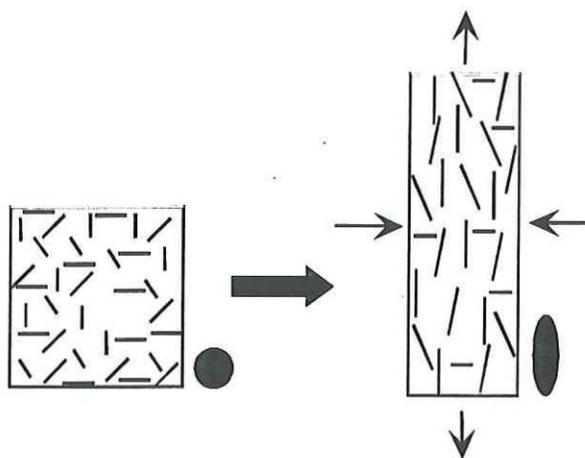
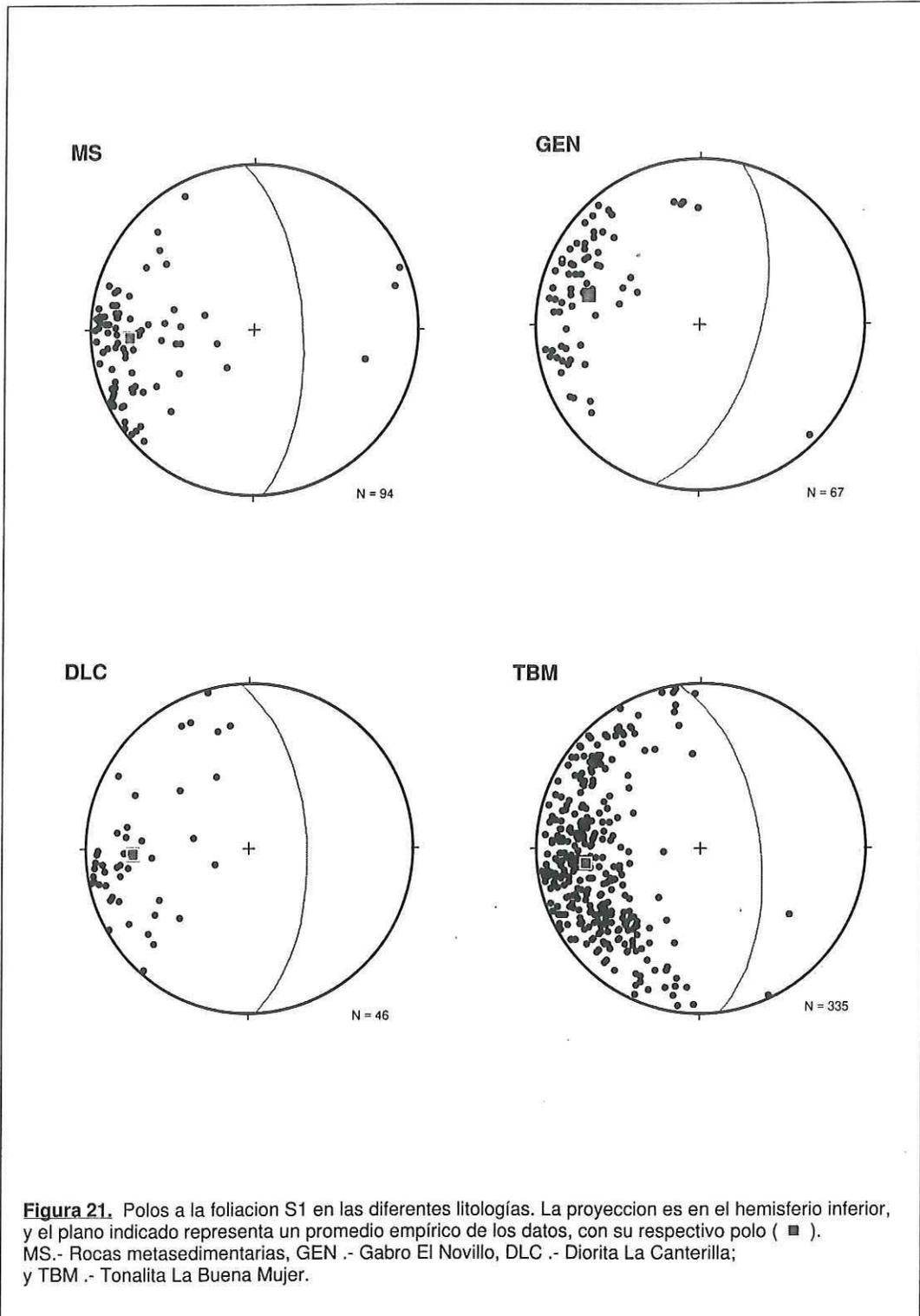


Figura 20. Modelo que explica la generación de la foliación (S_1), por orientación preferencial y rotación de partículas pasivas en una matriz dúctil; al ser sujetas a deformación homogénea. Este esquema considera que las partículas son minerales cristalizando, mientras que la matriz es líquido magmático. Tomado de Twiss y Moores (1992).



Asociada a la presencia de S_1 se observa una lineación (L_1), definida por la orientación preferencial de hornblenda y/o biotita sobre los planos de foliación. La lineación L_1 está expuesta desde muy bien hasta pobremente, tiene un comportamiento similar para todas las rocas en las que se presenta, con un rumbo muy irregular y fuertemente inclinada ($\sim 80^\circ$) con una ligera tendencia hacia el este (Fig. 22).

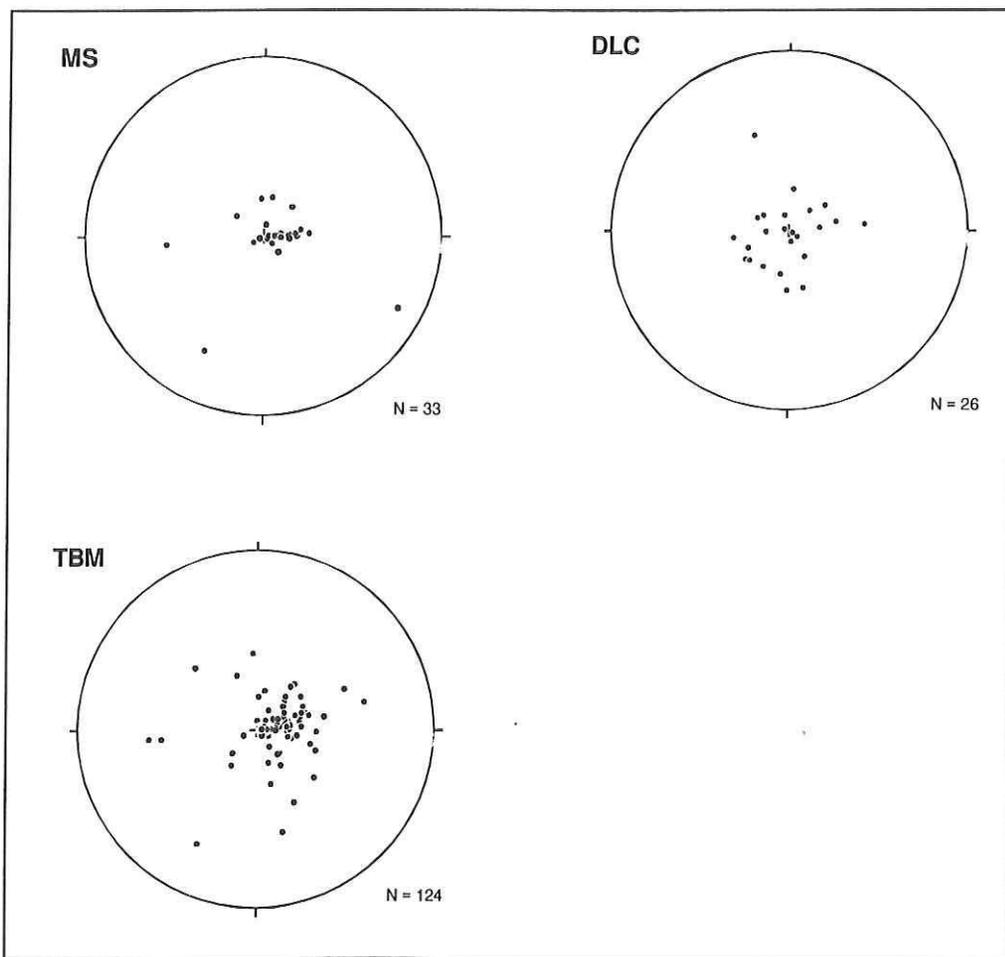


Figura 22. Gráficas de lineación (L_1), en los diferentes tipos de litologías. Los datos están graficados en el hemisferio inferior. MS.- Rocas metasedimentarias, DLC.- diorita La Canterilla, y TBM.- tonalita La Buena Mujer.

IV.2. D2, zonas de cizalla dúctil (S_2)

Las zonas de cizalla dúctil S_2 fueron reconocidas por Aranda Gómez y Pérez Venzor (1988), mencionando que se trata de zonas de foliación cataclástica que desplazan a la foliación S_1 , que pueden estar asociados a fallas Cretácicas.

Estas zonas de cizalla dúctil se observan en pocas localidades, casi exclusivamente en la Tonalita La Buena Mujer, y en menor proporción en la Diorita La Canterilla. Las estructuras dominantes en D_2 son zonas discretas (<10 cm) de cizallamiento. S_2 es la fábrica deformacional dentro de estas zonas, que corta a S_1 con un ángulo típicamente mayor a 45° . La foliación S_1 y las capas composicionales paralelas a S_1 (incluyendo los enclaves microdioríticos) son arrastradas en dirección paralela a las zonas de cizalla.

Se interpreta que S_2 fue generada bajo condiciones de temperatura y presión relativamente altas, imprimiéndole características dúctiles a la roca, en un ambiente extensional, debido a que muestra desplazamientos con sentido normal, de los planos de foliación S_1 (Fig. 23).

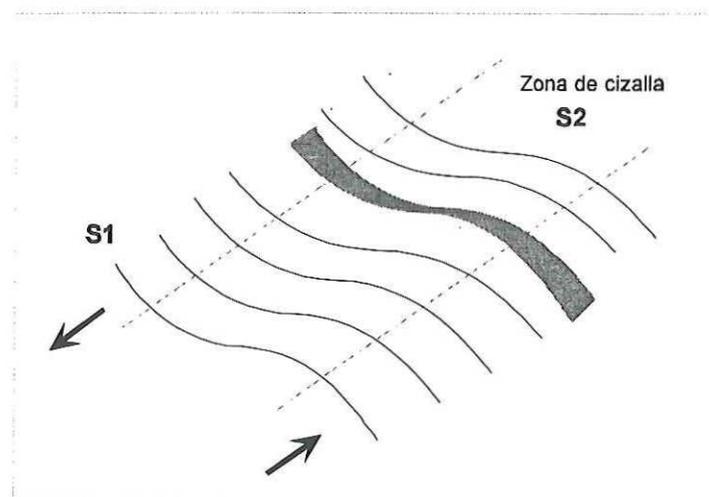


Figura 23. Desarrollo de la foliación (S_2) por cizalla, generando pliegues de arrastre en la foliación (S_1) y una zona de cizalla.

El análisis de los datos de rumbo y echado muestra dos tendencias en la dirección de los planos (Fig. 24). La tendencia principal tiene un azimuth de 140° - 150° con inclinaciones en sus planos de $\sim 45^{\circ}$, y la tendencia secundaria tiene rumbo 060° .

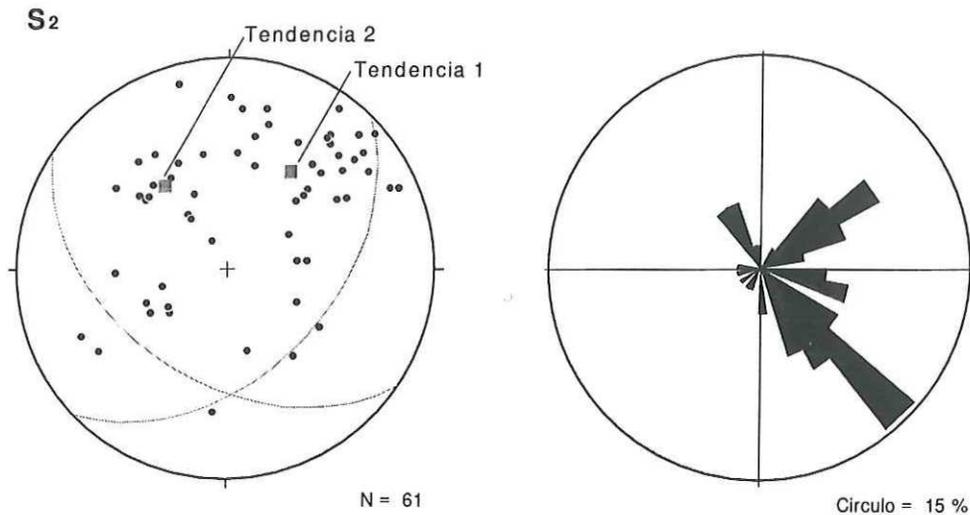


Figura 24. Polos correspondientes al rumbo de la foliación S_2 , y roseta que muestra la dirección predominante de los planos. Los planos mostrados corresponden a un promedio empírico, con su respectivo polo. Los datos están graficados en el hemisferio inferior.

IV.3. D_3 , zonas de cizalla dúctiles-quebradizas (S_3)

El período de deformación D_3 generó una fábrica dúctil de alta temperatura con zonas de cizalla dúctiles-quebradizas S_3 , que se observan en la región del rancho San Cristóbal, en la zona Oeste del área de estudio (anexo A). Las zonas de cizalla S_3 están desarrolladas en la Tonalita La Buena Mujer, y muestran espesores variables entre 20-30 cm, excepcionalmente hasta 50 cm (Fig. 25). Estas zonas de cizalla tienen bordes transicionales con la Tonalita La

Buena Mujer, en los que se observan zonas (~5 cm) abundantes en ortoclasa, plagioclasa y cuarzo. En el interior de las zonas de cizalla S_3 se observa un bandeamiento subparalelo a los contactos con la tonalita, mostrando apariencia de flujo y presencia de porfidoclastos de plagioclasa y hornblenda.

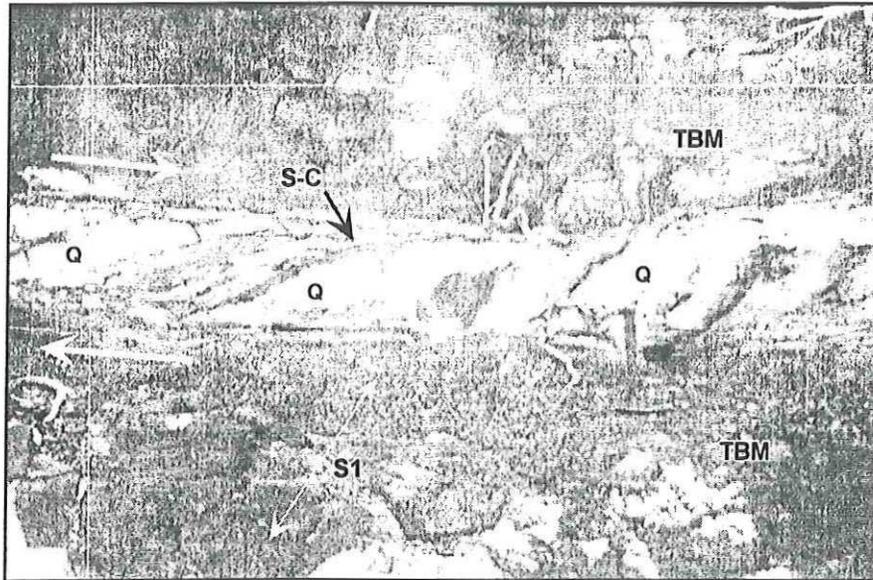


Figura 25. Aspecto de un afloramiento de las zonas de cizalla dúctiles – quebradizas (D_3). La zona de cizalla está desarrollada sobre la Tonalita La Buena Mujer (TBM) cortando la foliación regional (S_1). Contiene abundante cuarzo (Q), con estructuras S-C que definen el sentido de cizalla. La fotografía está tomada viendo al sur:

La mineralogía en las zonas de cizalla S_3 es similar a su protolito, la Tonalita La Buena Mujer, con biotita, hornblenda, plagioclasas, cuarzo y ortoclasa. Los fases minerales secundarias son: clorita que reemplaza a biotita (hasta en un 10%), y arcillas que reemplazan a las plagioclasas y ortoclasa (hasta en un 15%). Estas zonas de cizalla muestran una textura milonítica, evidenciada por cuarzo y biotita recristalizados que rodean fenocristales de plagioclasa (Fig. 26). Además del desarrollo de planos S-C, compuestos por biotita,

hornblenda y minerales opacos. Los porfidoclastos son redondeados, con textura poikilítica e imbricados en una dirección preferencial. Las biotitas se observan anhedrales, con incremento de longitud y más delgadas, con respecto a su protolito (Tonalita La Buena Mujer).

Las zonas de cizalla S_3 muestran evidencias de deformación en estado sólido de alta temperatura. Estas evidencias están conformadas por: deformación dúctil de los minerales, recrystalización del feldespato potásico con crecimiento por difusión de los contactos. Además, los minerales de las zonas de cizalla S_3 muestran también el desarrollo de un patrón de fracturas intracristalinas, sobrepuesto a la deformación dúctil.

La generación de las zonas de cizalla dúctil-quebradiza S_3 se asocia a una etapa posterior a la cristalización de la Tonalita La Buena Mujer, con alta temperatura pero ya en estado sólido.

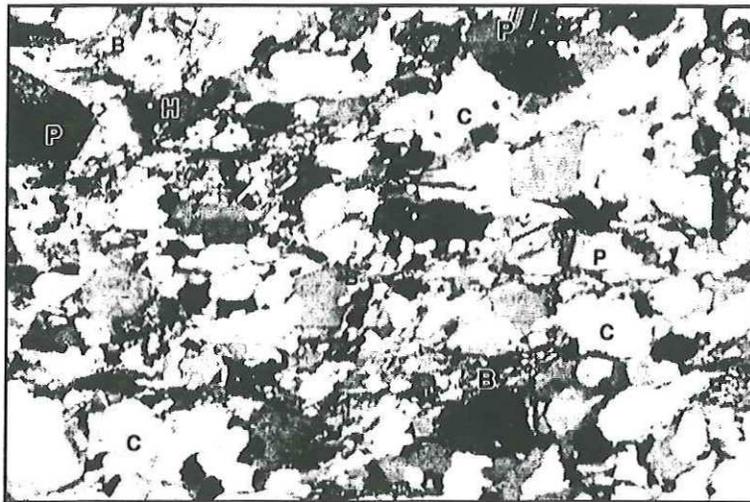


Figura 26. Fotomicrografía que muestra las características de las fallas dúctiles-quebradizas. La roca está compuesta por cuarzo (C), plagioclasas (P), biotita (B) y hornblenda (H). El cuarzo y plagioclasas tienen una fuerte recrystalización, y están rodeados por biotita deformada plásticamente. (Muestra 86, NX, x4).

Las zonas de cizalla dúctil quebradiza S_3 están desarrolladas paralelas (ó sobrepuestas) a la foliación S_2 , con rumbo NW-SE, intersectando a S_1 con un ángulo fuerte. Estas zonas muestran echados de bajo ángulo ($\sim 20^\circ$), con características extensionales y el bloque caído hacia el Oeste (Fig. 27). El sentido de cizalla se determinó utilizando indicadores cinemáticos microscópicos (asimetría de los porfidoclastos y estructuras S-C) y megascópicos (pliegues de arrastre en la foliación S_1 y estructuras S - C dentro de las zonas de cizalla).

Las zonas de fallas dúctiles quebradizas tienen mineralización asociada, principalmente por malaquita con proporciones variables, que ocasionalmente ha sido explorada con obras mineras superficiales.

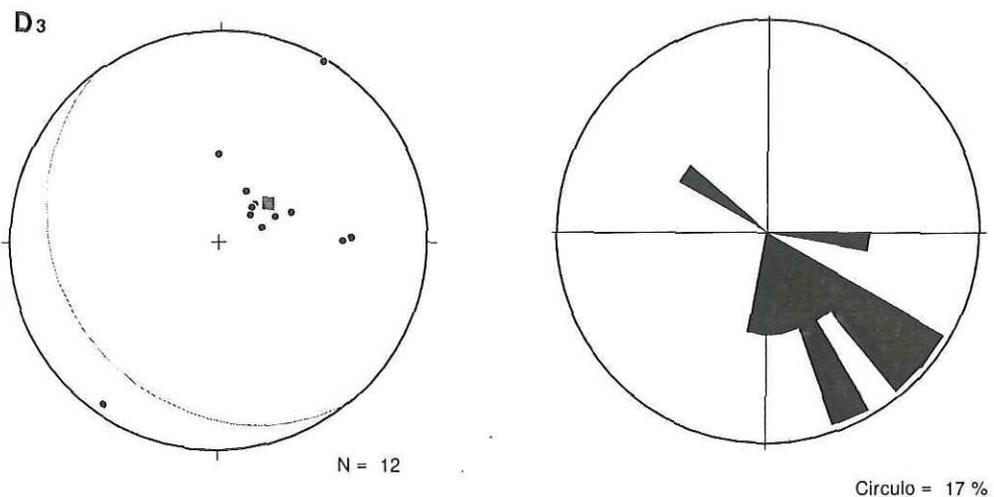


Figura 27. Polos correspondientes al rumbo de las fallas dúctiles-quebradizas D_3 , y roseta que muestra la dirección dominante de los planos. Los planos mostrados corresponden a un promedio empírico, con su respectivo polo. Los datos están graficados en el hemisferio inferior.

IV.4. D₄ Deformación quebradiza

La etapa D₄ está dominada por deformación quebradiza, pero en algunas de las fallas grandes ocurren zonas miloníticas, con mecanismos de deformación transicionales. La deformación quebradiza comprende fracturas tensiles (diaclasas) y fracturas con cizalla (fallas). Tanto las diaclasas, como las fallas producen anisotropías planares en las rocas, con pérdida de cohesión en sus superficies.

IV.4.1. Diaclasas

Las diaclasas se encuentran ampliamente distribuidas en el área de estudio, y afectan a todas las unidades litoestratigráficas. En las rocas graníticas, las diaclasas destacan especialmente, y están mejor desarrolladas en aquellas ricas en feldespatos; comparadas con rocas con alto contenido de mica y cuarzo. Dentro de las rocas graníticas, las diaclasas sobresalen en la unidad Granito Las Cruces (en la sierra de Las Cruces) tanto en densidad, amplitud y continuidad de sus trazas (anexo A).

En el Granito Las Cruces las diaclasas pueden ser distinguidas en fotografías aéreas, debido a que tienen longitudes de trazas que varían desde decenas de metros hasta kilómetros mostrando tendencias rectilíneas, en dos direcciones casi ortogonales que controlan parcialmente la red de drenaje local (Fig. 28). A nivel de afloramiento, se observa que los planos de las diaclasas muestran tres orientaciones, dos de ellas mejor desarrolladas. Las superficies de los planos son muy regulares, de color rojo ocre por la presencia de óxidos de hierro. La densidad de estos planos es variable, pero generalmente están separados decenas de centímetros entre sí. Se observa la presencia de minerales secundarios, calcita y sílice, rellenando los espacios entre los planos de las diaclasas.

En el plutón de Las Calabazas es especialmente importante la presencia de diaclasas, al SE del área de estudio, donde muestran un patrón concéntrico, relacionado a la forma elipsoidal del plutón de Las Calabazas. En esta localidad se interpreta que la presencia de las diaclasas está controlada por la foliación, que sigue también un patrón concéntrico.

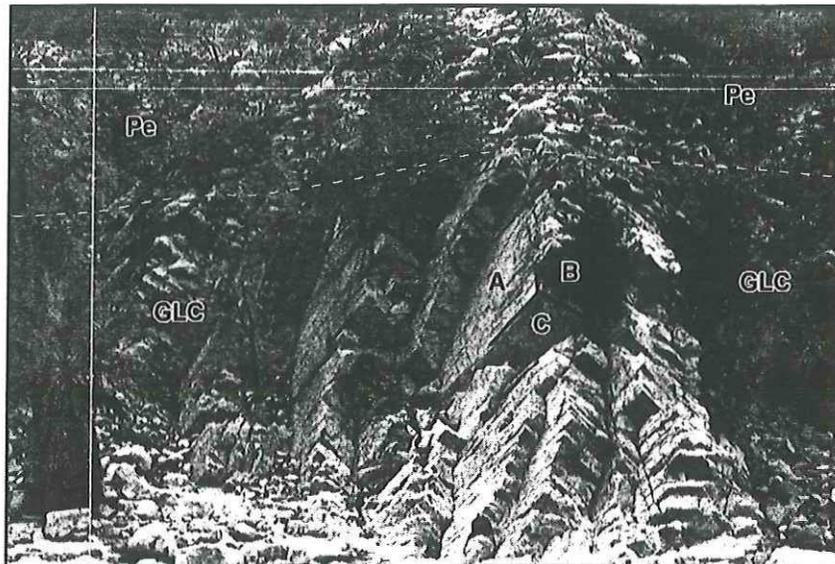
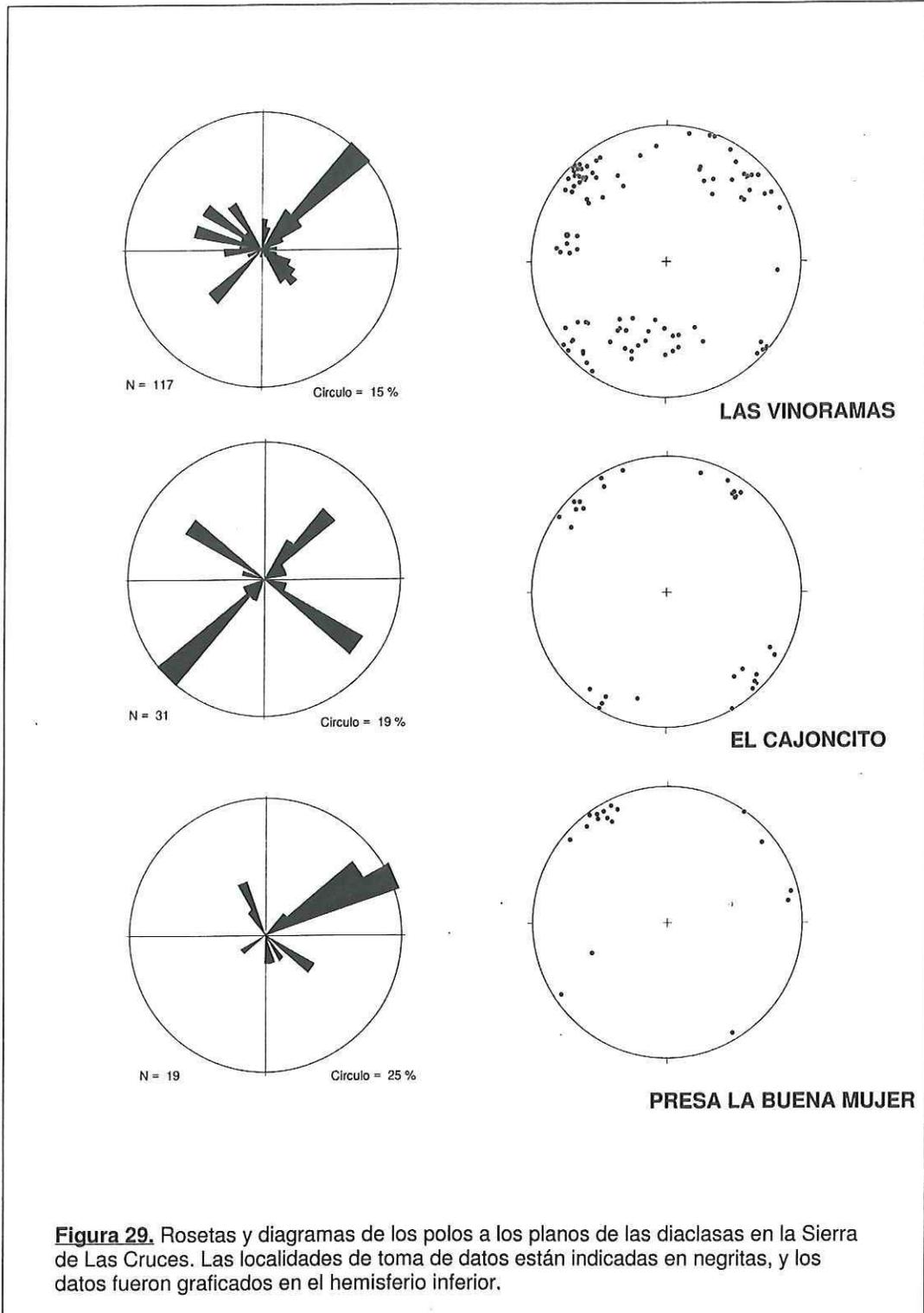


Figura 28. Afloramiento del Granito Las Cruces (GLC), en la localidad de Las Vinoramas. Se observan tres direcciones de fracturamiento (A, B, C), con intersecciones casi ortogonales. Este afloramiento es sobreyacido por pedimento Cuaternario (Pe). El contacto se muestra por una línea punteada.

El análisis cinemático de las diaclasas fue realizado con datos tomados en el Granito Las Cruces, en tres localidades: arroyo Las Vinoramas, arroyo El Cajoncito y presa La Buena Mujer (anexo A). En todas las localidades los datos son coincidentes entre sí, mostrando dos direcciones de fracturamiento casi ortogonales NW-SE y NE-SW, ambas con echados de $\sim 75^\circ$ al este y oeste (Fig. 29).



El origen de las diaclasas podría estar relacionado al proceso de enfriamiento posterior a la intrusión de las rocas graníticas, debido a la disminución de volumen que este proceso implica. Además, también podrían estar asociadas a anisotropías anteriores, como en el caso del Gabro El Novillo, en el plutón de Las Calabazas.

IV.4.2. Fallas

En el área de estudio se definen dos sistemas de fallas, la falla San Juan de Los Planes y un sistema de fallas NW-SE (anexo A).

IV.4.2.a. Falla San Juan de Los Planes

La falla San Juan de Los Planes se manifiesta al Este del área de estudio, y su traza es fácilmente identificable desde fotografías aéreas e imágenes de satélite. Esta falla tiene dos segmentos con características morfológicas distintas: un segmento norte y otro sur, definidos con base en la intersección de la traza de falla con la carretera que comunica la ciudad de La Paz con la población de San Juan de Los Planes (anexo A). La traza del segmento norte de esta falla corta la sierra de Las Cruces con rumbo NNW, curvándose suavemente hacia el oeste, y es paralela al cauce del arroyo de Las Cruces hasta la costa del Golfo de California. La traza del segmento sur de la falla San Juan de Los Planes tiene rumbo constante NNW, y constituye un desnivel topográfico de ~400 m, entre la sierra La Trinchera al Oeste y la cuenca de San Juan de Los Planes al Este. Este desnivel tiene pendiente fuerte, y está constituido por sedimentos cuaternarios.

La falla San Juan de Los Planes consiste en toda su extensión de una zona de cataclasis de ~200 m de espesor, con abundante brecha y salbanda foliada, alterada hidrotermalmente y cementada parcialmente por calcita o sílice (Fig. 30).

Generalmente la falla San Juan de Los Planes muestra sólo deformación quebradiza, pero en algunas localidades se observa deformación dúctil, como en la localidad de El Ancón (anexo A) donde se observan planos de falla con textura milonítica sobre la superficie, con espesor de 5 cm, y foliación fuerte en el Granito Las Cruces.



Figura 30. Vista general de la falla San Juan de Los Planes en el Arroyo Las Cruces (ALC). La zona inferior representa la zona de cataclasis (ZF) de la falla (punteada en la parte superior). Sobre esta zona se observan depósitos aluviales recientes (Dal), y hacia el fondo el protolito, el Granito Las Cruces (GLC). La fotografía está tomada viendo al norte y casi a rumbo de la falla.

El análisis petrográfico de las rocas con deformación quebradiza dentro de los planos de la falla San Juan de Los Planes muestra una paragénesis protolítica compuesta de: cuarzo + plagioclasas + ortoclasa + biotita. Los minerales secundarios son: clorita que reemplaza a la biotita hasta en un 90%, arcillas que reemplazan plagioclasas y ortoclasa hasta en un 90%, y muscovita reemplazando a ortoclasa en un 5%. El conjunto de minerales secundarios forman hasta un 50% del total de la roca. En todas las muestras se encuentra textura cataclástica (microbrecha), caracterizada porque todos los minerales presentan fuerte fracturamiento y reducción del tamaño, además de recristalización y neomineralización. Las plagioclasas muestran microdesplazamientos evidentes por fallas sintéticas al sentido de cizalla del plano principal. Las fracturas se encuentran rellenas por cuarzo recristalizado y una menor proporción de clorita y minerales opacos.

El análisis de la deformación dúctil asociada a la falla San Juan de Los Planes se realizó en una muestra de la localidad de El Ancón (anexo A), que proviene de un plano principal. La muestra de mano consiste en una roca granítica foliada (Granito Las Cruces), con un espejo de falla que muestra una cubierta de alrededor de 5 cm de espesor de color gris oscuro (Fig. 31). En secciones delgadas la roca muestra una gradación textural, desde ultramilonítica en el espejo de falla (la zona gris), hasta cataclasita foliada en el resto de la muestra. Estos planos se diferencian de las zonas de cizalla dúctil-quebradiza D_3 , porque éstas se presentan en zonas pequeñas y bien definidas, son de bajo ángulo y muestran extensión hacia el Oeste; todo lo contrario a los planos de la falla San Juan de Los Planes.

La zona de textura ultramilonítica está compuesta por bandas subparalelas alternadas, con aspecto fluidal. Unas de las bandas están compuestas de minerales secundarios (biotita, clorita y óxidos de hierro) y otras por una mezcla de porfidoclastos de minerales relictos (ortoclasa, plagioclasas, cuarzo, y biotita, principalmente). Los porfidoclastos tienen tamaños de ~0.3 mm, y consisten principalmente de cuarzo (~80%), y plagioclasas-ortoclasa (20%). En esta zona es común observar feldespatos con "colas" de cuarzo, y estructuras S-C (Fig. 32).

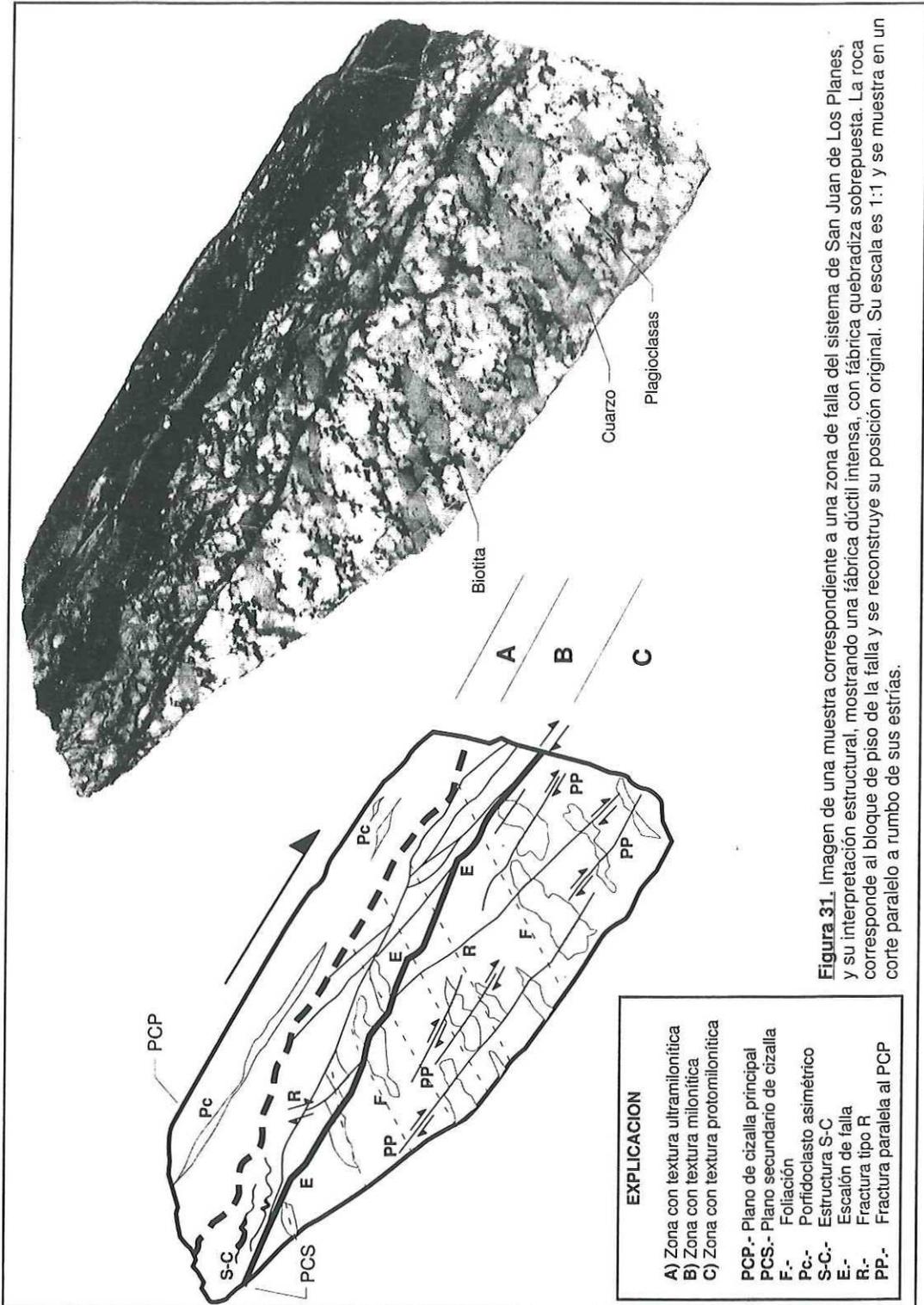


Figura 31. Imagen de una muestra correspondiente a una zona de falla del sistema de San Juan de Los Planes, y su interpretación estructural, mostrando una fábrica dúctil intensa, con fábrica quebradiza sobrepuesta. La roca corresponde al bloque de piso de la falla y se reconstruye su posición original. Su escala es 1:1 y se muestra en un corte paralelo a rumbo de sus estrías.

La zona de textura ultramilonítica está en contacto transicional con una zona de textura milonítica. Esta zona tiene un espesor de 1.5 cm y muestra cristales de mayor tamaño (cuarzo, plagioclasas y biotita), con abundantes fracturas y microfallas (Fig. 33). Es importante la presencia de las microfallas, que son interpretadas como fracturas secundarias tipo R (Petit, 1986), debido a que tienen planos con ángulo somero al plano principal de cizalla y son sintéticas a su sentido de desplazamiento. Los desplazamientos son evidentes en las maclas de las plagioclasas y en los bordes de los cristales, y generalmente son de 1 a 2 mm.

En la zona posterior a la de ultramilonitas-milonitas, la roca es similar a su protolito (Granito Las Cruces), con la diferencia de que presenta foliación fuerte, cortada por escasas microfallas y microfracturas (Fig. 31). La mineralogía en esta zona consta de: cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, biotita, hornblenda, con esfena, magnetita, ilmenita y circón como accesorios. Los minerales secundarios son clorita que reemplaza a biotita y epidota reemplazando a hornblenda, ambas cantidades son cercanas al 20%. La foliación está definida por el alineamiento de cuarzo recristalizado y biotita, principalmente. La biotita se observa formando hilos muy delgados y continuos, entre los contactos de los otros minerales. La foliación es cortada por microfallas paralelas al plano principal, de poco espesor (~0.5 mm), y rellenas con cuarzo recristalizado y biotita secundaria (Fig. 33). El sentido de cizalla en las microfallas está definido por desplazamientos en plagioclasas, flexiones de la biotita e imbricación del cuarzo recristalizado, concordando con la observada en el plano principal.

El origen de la foliación está asociado a la actividad de la falla San Juan de Los Planes. Esta interpretación se hizo con base en que ésta foliación muestra evidencia de deformación en estado sólido, y a que el Granito Las Cruces no muestra foliación en ninguna otra localidad, excepto a la región próxima a la falla San Juan de Los Planes.

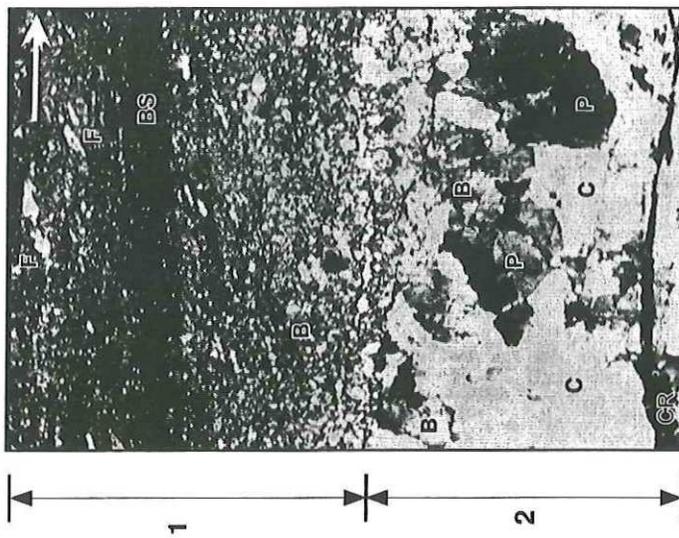


Figura 32. Fotomicrografía mostrando el cambio abrupto desde una zona con textura ultramilonítica (1), hasta protoclástica (2). La roca corresponde a una zona de falla, y la textura ultramilonítica corresponde al espejo de falla. Se observa que la intensidad de la deformación decrece al alejarse del espejo de falla. La mineralogía está compuesta por: biotita (B), biotita secundaria (BS), plagioclasa (P), cuarzo (C), cuarzo recrystalizado (CR) y feldespató (F). En esta sección se observa dirección de cizalla dextral (indicada), con base en la presencia de porfidoblastos de asimétricos con colas, en la zona con textura ultramilonítica. (Muestra EA-1A.II, NX, x1.25).

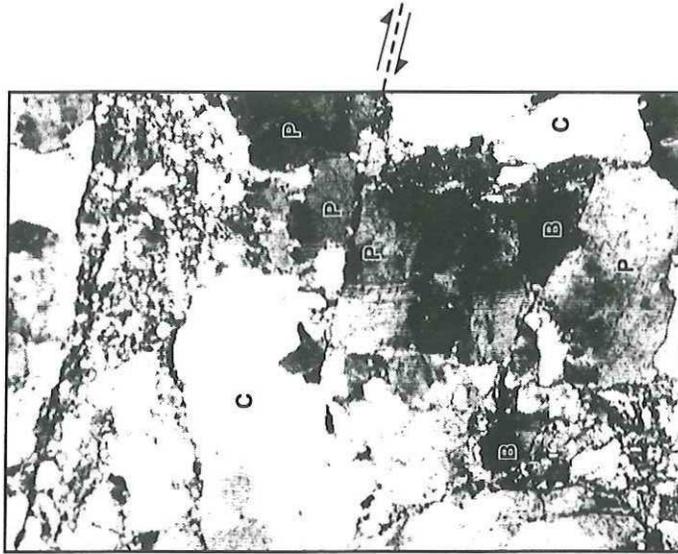


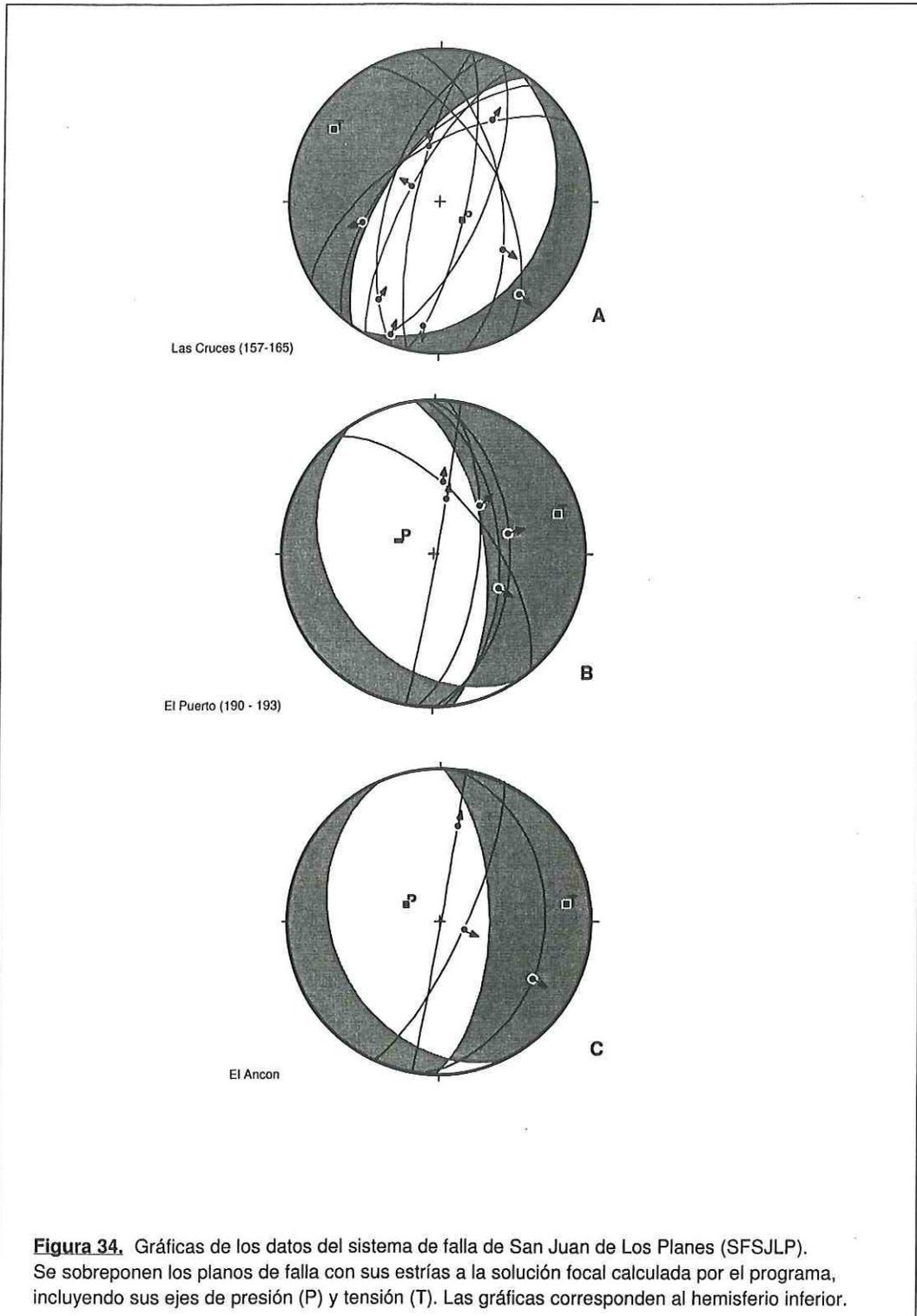
Figura 33. Fotomicrografía de una zona protoclástica en la falla San Juan de Los Planes. Se observan microdesplazamientos normales en las plagioclasas (P), interpretados como fracturas R. La biotita (B) está deformada plásticamente, y se encuentra en las fronteras de los minerales. El cuarzo (C) muestra fuerte recrystalización. (Muestra EA-1A.II, NX, x4).

Para el análisis cinemático de la falla San Juan de Los Planes se tomaron datos y se hicieron observaciones en diferentes localidades donde aflora su traza. En la parte central de esta falla (localidades de arroyo El Ancón y cerro El Puerto), los datos muestran que el plano de falla está orientado entre N-S y 355° , con fuerte inclinación (75°) al Este (Fig. 34). En la parte Norte de la falla (localidad arroyo Las Cruces) el plano de falla está orientado $N30^\circ E$, con un echado inclinado 30° al Este. Las estrías tienen un comportamiento similar en todas las localidades, indicando desplazamiento principalmente normal, con una ligera componente lateral izquierda (Fig. 34).

El sentido de cizalla coincide con las características encontradas en el reconocimiento de campo, utilizadas como indicadores cinemáticos, como fracturas secundarias T y P (Petit, 1986), generación de cataclasita foliada con planos S-C en la zona de falla, y generación de foliación en el Granito Las Cruces.

El sistema de falla San Juan de Los Planes muestra actividad reciente, cortando abanicos aluviales cuaternarios, en los que genera escarpes. Aunado a lo anterior se observa constante microsismicidad asociada al trazo de la falla.

El pedimento en el extremo Oeste de la cuenca de San Juan de Los Planes muestra una pendiente de $\sim 4^\circ$, y traslapa la falla de San Juan de Los Planes. Entonces el fallamiento en el segmento cercano a la carretera federal #15 (anexo A), es más viejo que la formación del pedimento.

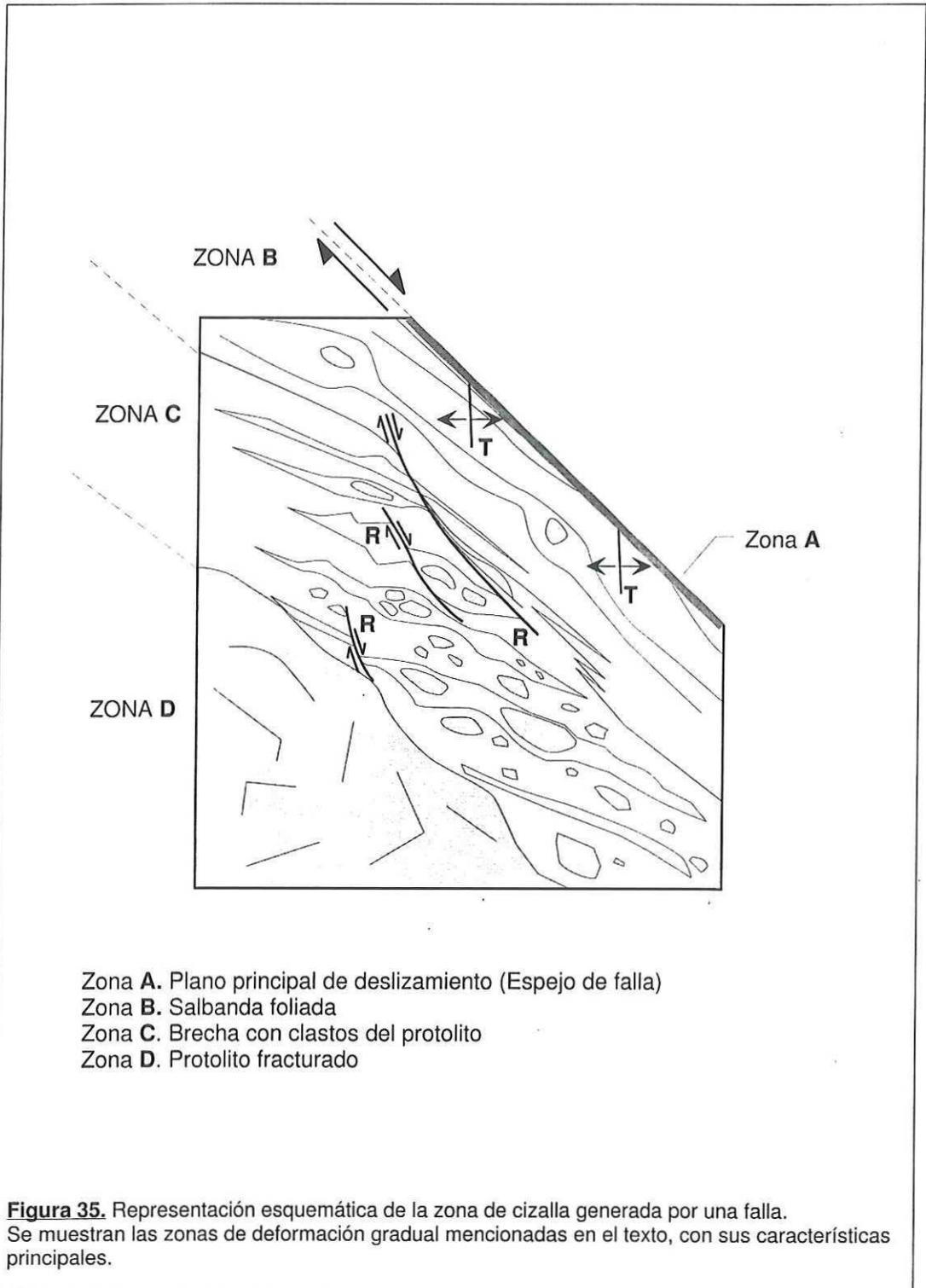


IV.4.2.b. Sistema de fallas NW-SE

El sistema de fallas NW-SE está formado por un grupo de fallas subparalelas que afloran en toda el área de estudio, y en especial en la sierra de Las Cruces (anexo A). Las trazas de este grupo de fallas son rectilíneas y están separadas entre sí por distancias variables (anexo A).

Las fallas del sistema NW-SE tienen una zona de cataclasis con 30 m de espesor, aproximadamente, en la que se observa intenso fracturamiento, con abundante salbanda y fragmentos de roca, generalmente con alteración hidrotermal y cementada por sílice y calcita. Estas fallas muestran gradación en la intensidad de la deformación, en zonas paralelas a su núcleo (Fig. 35). La zona del núcleo de la falla comprende el plano (o los planos) principal de deslizamiento. Este plano es normalmente una superficie pulida, compuesta por salbanda compactada, sobre la que están contenidas las estrías, paralelas a la dirección del desplazamiento. Normalmente asociadas a la zona del núcleo se observan fracturas secundarias T y R, además de estructuras S-C, que son utilizadas como indicadores cinemáticos (Petit, 1986). Después de la zona del núcleo, hacia los bordes de la zona de falla, existe una gradación desde salbanda foliada hasta brecha, con un incremento gradual en el contenido y tamaño de fragmentos del protolito. En los bordes de la zona de cataclasis se observa al protolito, muy fracturado y alterado hidrotermalmente, que muestra gradación hasta la roca sana.

La petrografía de las fallas NW-SE se hizo en rocas de la zona del núcleo de las fallas (Fig. 35), con secciones cortadas paralelas a la dirección de las estrías. En estas rocas se observa una textura eminentemente cataclástica, principalmente microbrechas y salbandas (Fig. 36). Su paragénesis consta de: cuarzo + plagioclasa + feldespato +/- hornblenda y biotita, además de magnetita, ilmenita, esfena y circón como accesorios. Los minerales están fuertemente fracturados, ocasionalmente fallados, y muestran alteración frecuente por fases



minerales secundarias, que varía entre moderada (~ 10 %) y muy fuerte (~90%). Su aspecto muestra la presencia de minerales relictos, inmersos en una matriz de grano muy fino, compuesta por material de molienda y depósito de minerales secundarios, como arcillas, micas y óxidos de hierro. Además de la recristalización de cuarzo, biotita y opacos. De los granos relictos, aproximadamente el 80% son de cuarzo, y el restante 20% está ocupado por biotita y opacos. La presencia de fases secundarias en la mineralogía es un aspecto predominante en las rocas del núcleo de las fallas NW-SE, ya que fueron sujetas a procesos cataclásticos en los que la reducción del tamaño de grano y neomineralización son predominantes. Las fases secundarias son principalmente arcillas, que reemplazan plagioclasas y feldespato potásico, además de clorita, que proviene de la alteración de la hornblenda y biotita, muscovita producida por alteración del feldespato potásico, epidota que reemplaza a la hornblenda, y calcita posiblemente asociada al calcio liberado por la alteración de las plagioclasas. También es importante la removilización de óxidos de hierro (magnetita e ilmenita) que se observan como cristales pequeños de aspecto masivo y alineados en bandas continuas. A diferencia del protolito (Granito Las Cruces), donde los cristales son de mayor tamaño y aislados. La proporción entre las rocas cataclásticas y el protolito, con respecto al contenido de óxidos de hierro, aumenta en las salbandas (aproximadamente 2:1), y se interpreta asociada al hierro liberado durante la alteración de biotita por clorita y de hornblenda por epidota (Higgins, 1971).

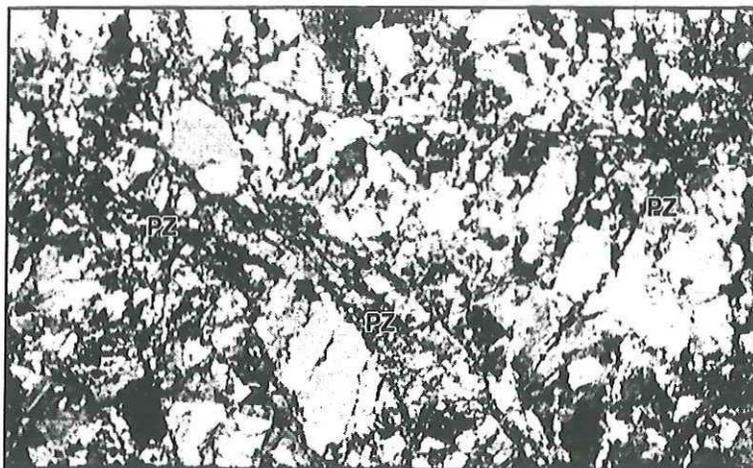
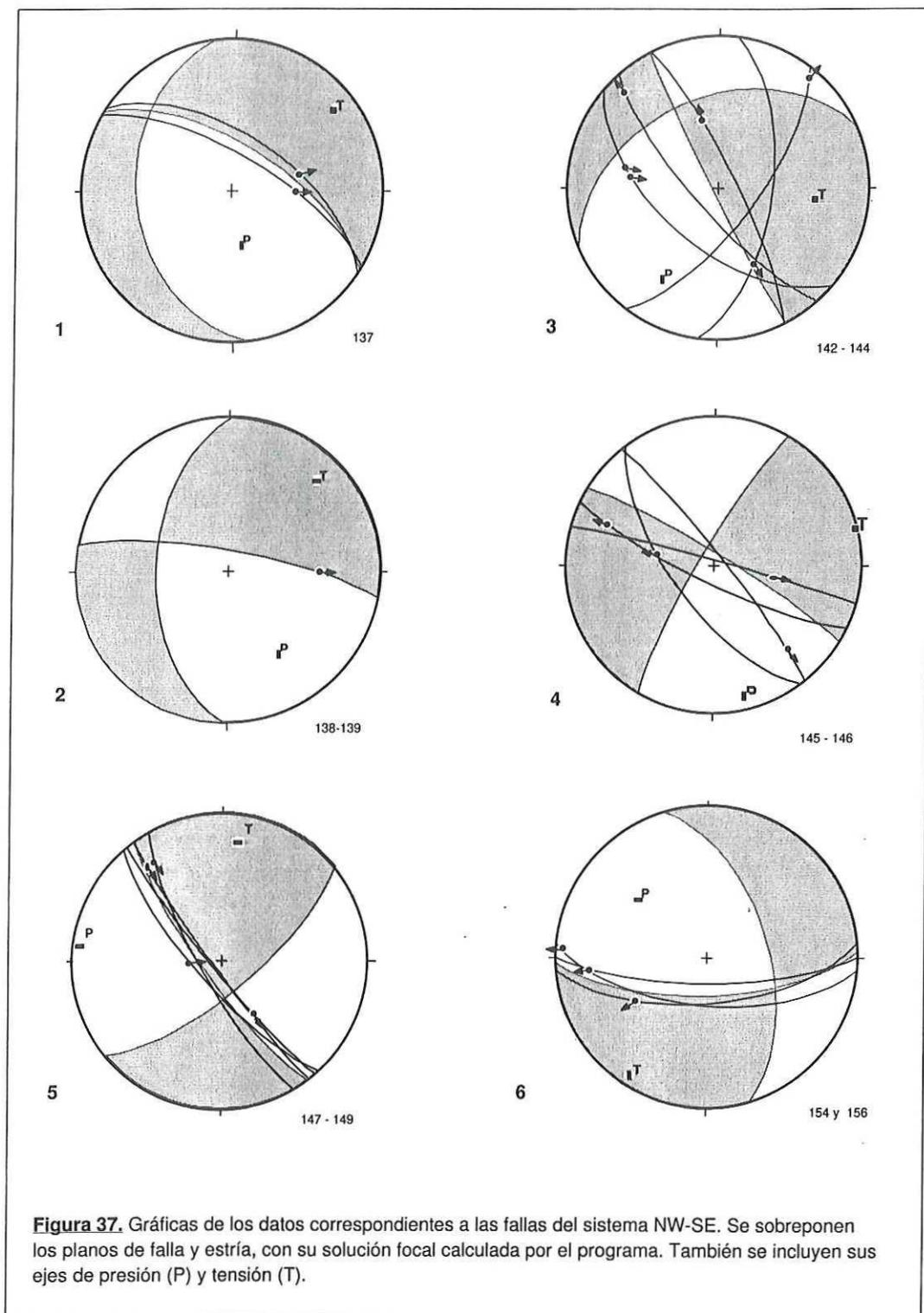


Figura 36. Fotomicrografía de una zona de cataclasis en las fallas NW-SE. Está compuesta por cuarzo y plagioclasas intensamente fracturadas, con desarrollo de planos de cizalla menores (PZ). (Muestra 144, NX, x1.25).

Las fallas del sistema NW-SE están orientadas con rumbos variables ($\pm 20^\circ$) alrededor de $N45^\circ W$, con echados fuertes ($\sim 75^\circ$) hacia el Este u Oeste. Las estrías en estas fallas presentan inclinaciones someras, que indican desplazamientos laterales (siniestrales > dextrales), con una leve componente normal (Fig. 37). El sentido de cizalla fué calculado utilizando criterios macroscópicos (fracturas secundarias y planos S-C en salbanda foliada) y microscópicos (microfracturas y asimetría de porfidoclastos).

El sistema de fallas NW-SE intersecta a la falla San Juan de Los Planes con un ángulo fuerte, y la desplaza ligeramente, lo cual es especialmente notorio en la sierra de Las Cruces (anexo A).

Para el sistema NW-SE, no se conocen evidencias de desplazamientos recientes, aunque se especula su probable actividad actual, con base en sus relaciones de corte con la falla de San Juan de Los Planes.



IV.5. Análisis químicos de las rocas afectadas por el fallamiento

Se efectuaron análisis químicos sobre rocas provenientes de las fallas del sistema NW-SE y de la Falla San Juan de Los Planes, así como de rocas frescas provenientes de los protolitos (Tonalita La Buena Mujer y Granito Las Cruces). Los análisis químicos fueron realizados utilizando la técnica de fluorescencia de rayos X (FRX), determinando las composiciones químicas (en elementos mayores y trazas), para cada una de las muestras (Anexo B). Además de los análisis químicos se realizaron observaciones petrográficas, y análisis de difracción de rayos X (DDX) sobre la fracción arcillosa (<2 μm).

El objetivo de los análisis químicos en roca de falla y sus protolitos es el de establecer que elementos fueron movilizados durante el fallamiento. De esta forma, la determinación del empobrecimiento o enriquecimiento de los elementos, comparados con su protolito y apoyados en la petrografía, puede indicar las condiciones de temperatura, presión y composición de fluidos, a la que ocurrió el fallamiento.

La determinación del incremento o decremento de un elemento en la zona de falla, con respecto a su protolito, se hace utilizando una proporción, expresada como factor de enriquecimiento en elementos (FEE), similar al empleado en Glazner y Bartley (1991). Este factor relaciona el contenido de un elemento en la roca de falla, con el contenido del mismo elemento en la roca fresca (su protolito), y se expresa de la siguiente manera:

$$\text{FEE} = \frac{\text{Concentración del elemento } n \text{ en la roca de falla}}{\text{Promedio de la concentración del elemento } n \text{ en la roca sana}}$$

Para las muestras de los protolitos se calculan FEE (+) y FEE (-), que corresponden a los valores extremos, hacia arriba y abajo tomando como referencia el eje de las x. En este caso sólo fue posible para el Granito Las Cruces, puesto que de la Tonalita La Buena Mujer únicamente se tiene un análisis (Tabla II), así que se asume que un valor de 1 corresponde al protolito.

Para el cálculo de FEE(+) y FEE(-) se utilizaron las relaciones siguientes:

$$FEE(+) = \frac{\text{Concentración máxima de un elemento } n \text{ en el protolito}}{\text{Promedio de la concentración del elemento } n \text{ en el protolito}}$$

$$FEE(-) = \frac{\text{Concentración mínima de un elemento } n \text{ en el protolito}}{\text{Promedio de la concentración del elemento } n \text{ en el protolito}}$$

Se hizo la determinación de los valores FEE para cada una de las muestras, y fueron comparados con sus respectivos protolitos (Fig. 38 a y b). Estas comparaciones muestran patrones de comportamiento subparalelo entre ellas, con notables excepciones para algunos elementos. Las pérdidas por calcinación (PxC) muestran valores altos en las rocas de falla, reflejando la presencia de minerales secundarios con alto contenido de agua, principalmente minerales arcillosos.

Los elementos considerados químicamente poco móviles en sistemas hidrotermales (Ti, P, V, Cr, Co, Y, Nb, Th), tienen tendencias a disminuir su concentración (Fig. 38 a y b), con algunas excepciones. Este comportamiento está interpretado como dilución asociada a un aumento en volumen de la roca, quizás provocado por un aumento de sílice, calcita y ocasionalmente pirolusita, en la roca de falla.

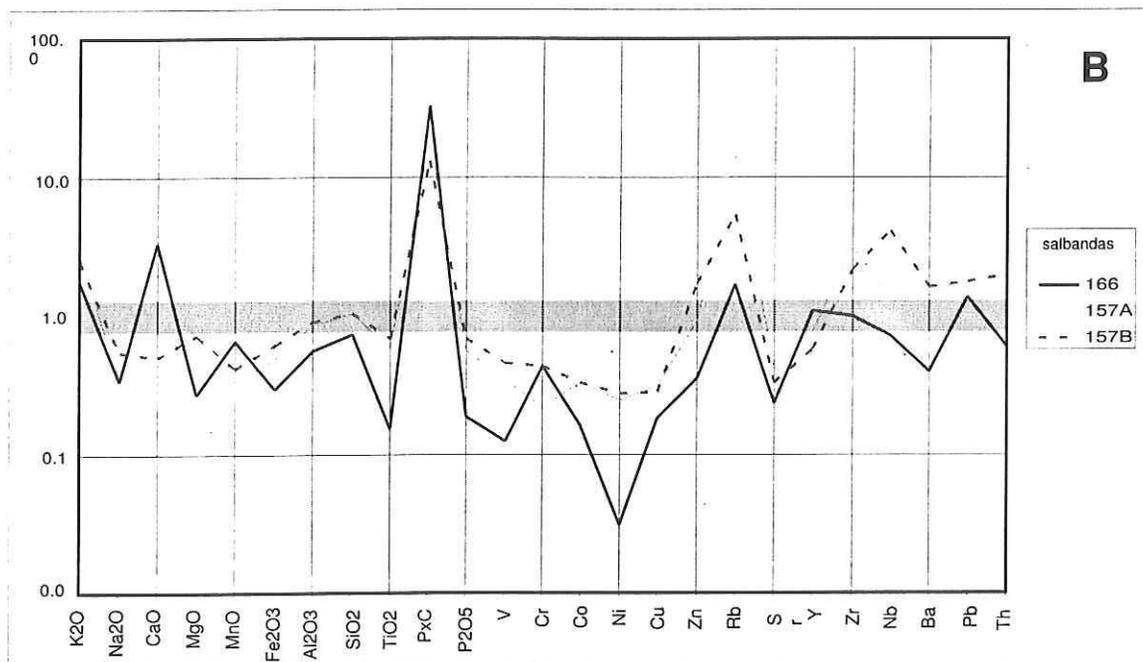
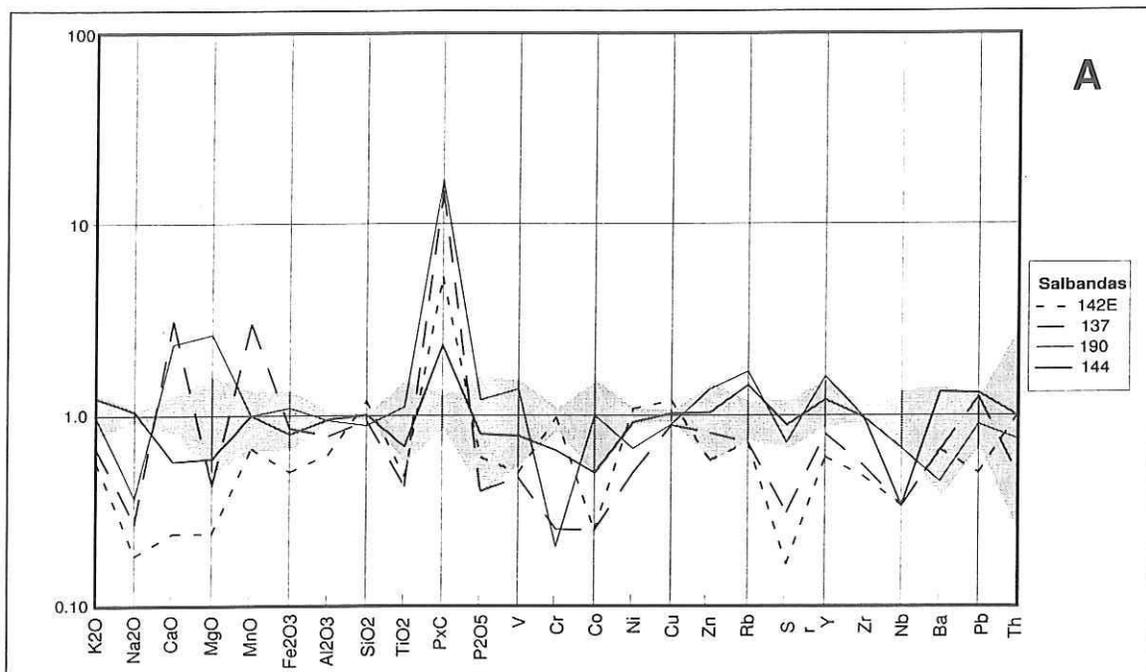


Figura 38. Comparación entre las composiciones químicas de rocas sanas y cizalladas, para granito (A) y tonalita (B), expresadas como FEE. La zona sombreada representa a la roca sana, un promedio de 4 muestras en la gráfica superior y una en la inferior. El eje vertical es mostrado con escala logarítmica.

Los elementos considerados químicamente móviles (K, Na, Ca, Mn, Si, Sr) muestran tendencias variables, tanto de ganancia como pérdida (Fig. 38 a y b). Las pérdidas se atribuyen a su salida del sistema al ser disueltos en agua, mientras que las ganancias son asociadas a la adición al sistema desde el exterior, o concentración dentro de una fase mineral secundaria.

La variación en el contenido de K en las rocas de falla, está directamente relacionado a la transformación de los feldespatos en arcillas. Esta interpretación se basa en que las muestras 157A, 157B, 166, 144 y 190 tienen un aumento en la proporción de K (Fig. 38), y predomina la montmorillonita (que contiene K) como la fase arcillosa más importante (Fig. 39). Mientras que en las muestras 137 y 142E, la proporción de K es menor que el protolito y predomina la caolinita (Fig. 39). Además esta tendencia puede estar influenciada por la alteración de la ortoclasa, que genera muscovita como mineral secundario y puede incrementar la proporción de K.

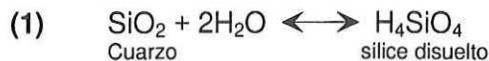
La ocurrencia de enriquecimientos ocasionales de Ca en algunas muestras (137, 190 y 166) se atribuye a la presencia de calcita, debido a que este mineral frecuentemente actúa como cementante en el material de las zonas de falla. En la muestra 137 (Fig. 38a) existe un incremento notable en el contenido de Mn, lo cual se interpreta como producto de la ocurrencia de pirolusita, que puede ser reconocida con frecuencia en muestra de mano.

La presencia de empobrecimientos en Sr en todas las rocas (Fig. 38 a y b), se asocia a la alteración de las plagioclasas, de las que forma parte. En esta alteración el Sr es puesto en solución, y sale del sistema.

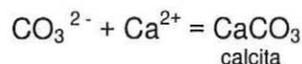
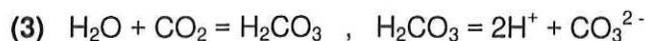
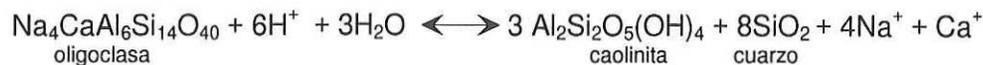
La escasa variación en el contenido de Si con respecto al protolito (Fig. 38 a y b) es debida a la alta movilidad química de este elemento, que le permite quedarse en la roca durante la alteración de los feldespatos, y/o ser adicionado disuelto en agua, para precipitar después como cuarzo secundario o ser cementante..

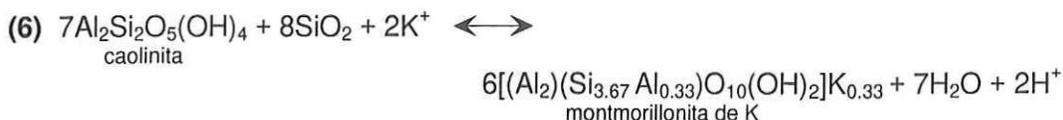
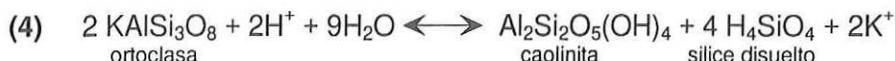
Se concluye que las variaciones elementales presentes en las rocas de falla estudiadas están controladas por la alteración de los minerales que componen la paragénesis primaria del protolito, dentro de un sistema con abundante agua y probablemente rica en algunos elementos solubles (álcalis por ejemplo). El análisis petrográfico de las rocas de falla, apoyado por análisis de difracción de rayos X, muestra que la alteración consiste principalmente en: a) generación de arcillas (caolinita, montmorillonita y rectorita) y liberación de álcalis, a partir de plagioclasa y ortoclasa (Fig. 40), b) disolución de cuarzo primario, que es depositado como cuarzo secundario, c) alteración de la ortoclasa que produce muscovita, d) alteración de la hornblenda y/o biotita que generan clorita (Fig. 41), y e) cristalización de fases minerales secundarias, utilizando los álcalis puestos en solución por reacciones anteriores.

Los cambios geoquímicos pueden ser expresados utilizando ecuaciones químicas como las siguientes:



(2)





Algunas de las reacciones anteriores probablemente ocurrieron simultáneamente, ya que algunos de los elementos que se liberan en unas reacciones son utilizados por otras en la formación de minerales nuevos. Por ejemplo en la reacción 2 se libera Ca, que es posteriormente requerido en la reacción 3 para formar calcita. También el H^+ liberado en la reacción 5, es utilizado en la alteración de los feldespatos. Por su parte, algunos compuestos que están en el ambiente son utilizados en las reacciones de alteración, como el CO_3^{2-} , que es utilizado en la precipitación del cuarzo.

Las condiciones físicas durante la deformación se reflejan en sus productos, y pueden ser interpretadas con base en sus características petrográficas y geoquímicas, además de sus relaciones texturales y los productos de las reacciones inferidas. El comportamiento quebradizo de las plagioclasas y del feldespato potásico, y una incipiente deformación dúctil del cuarzo, son indicadores de deformación en niveles someros de la corteza (Evans, 1988). Por otra parte, la presencia de caolinita como la fase arcillosa más abundante (Fig. 39) y su posterior transformación en montmorillonita (reacción 6), constriñe la temperatura máxima durante la deformación, ya que esta arcilla no es estable a temperaturas superiores a los 300 -

350 °C (Goddard y Evans, 1995). La generación de sílice y calcita (reacciones 1 y 3) y su presencia como cementantes son evidencia de bajas temperaturas, al igual que las reacciones 2 y 4, para formar caolinita a partir de plagioclasa, ocurren a temperaturas menores a los 300° (Shade, 1974; Deer *et al.*, 1993). La deformación ocurrió en condiciones de abundante agua, debido a que todas las reacciones de alteración la requieren para desarrollarse, y es probable que esta agua sea de origen meteórico, porque su cantidad demasiado alta para poderse obtener del protolito (Tabla II).

Muestras con mucho CaCO_3 probablemente fueron afectadas directamente por aguas meteóricas, que son ricas en CO_2 . Al contrario de muestras con alto contenido de SiO_2 , que probablemente fueron afectadas por aguas que circularon a niveles someros en la corteza.

Tabla II. Relación de muestras analizadas por fluorescencia de rayos X y por difracción de rayos X. GLC.- Granito Las Cruces, TBM.- Tonalita La Buena Mujer, FSJLP.- Falla San Juan de Los Planes.

CLAVE	TIPO DE ROCA	UNIDAD	SISTEMA DE FALLA
137	CATACLASTICA	GLC	NW-SE
190	CATACLASTICA	GLC	FSJLP
142E	CATACLASTICA	GLC	NW-SE
144	CATACLASTICA	GLC	NW-SE
169	ROCA FRESCA	GLC	
LV-1	ROCA FRESCA	GLC	
196	ROCA FRESCA	GLC	
189	ROCA FRESCA	GLC	
191	ROCA FRESCA	GLC	
166	CATACLASTICA	TBM	NW-SE
157A	CATACLASTICA	TBM	FSJLP
157B	CATACLASTICA	TBM	FSJLP
CD-1	ROCA FRESCA	TBM	

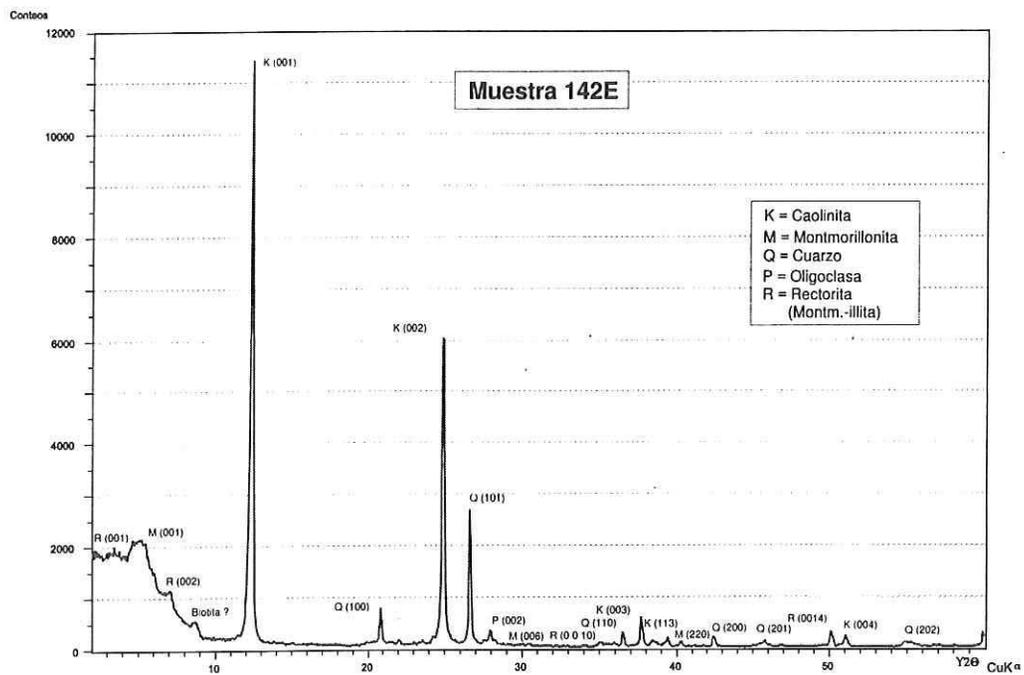
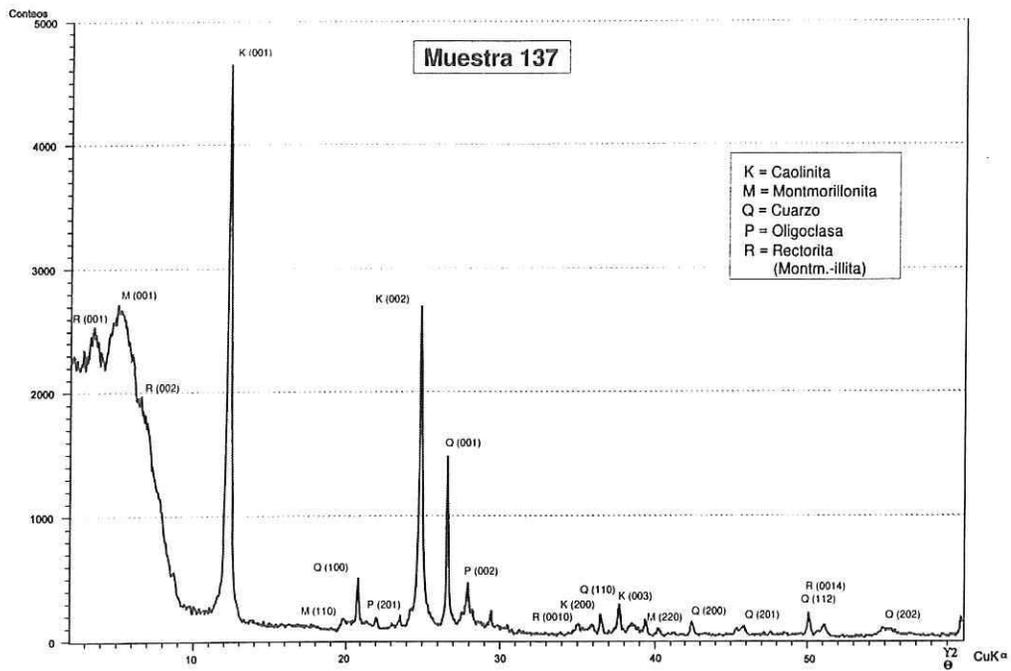


Figura 39. Difractogramas de la fracción de tamaño de arcillas de las rocas cataclásticas. Los espectros muestran similitudes en todos los casos, reflejando homogeneidad en su composición mineralógica.

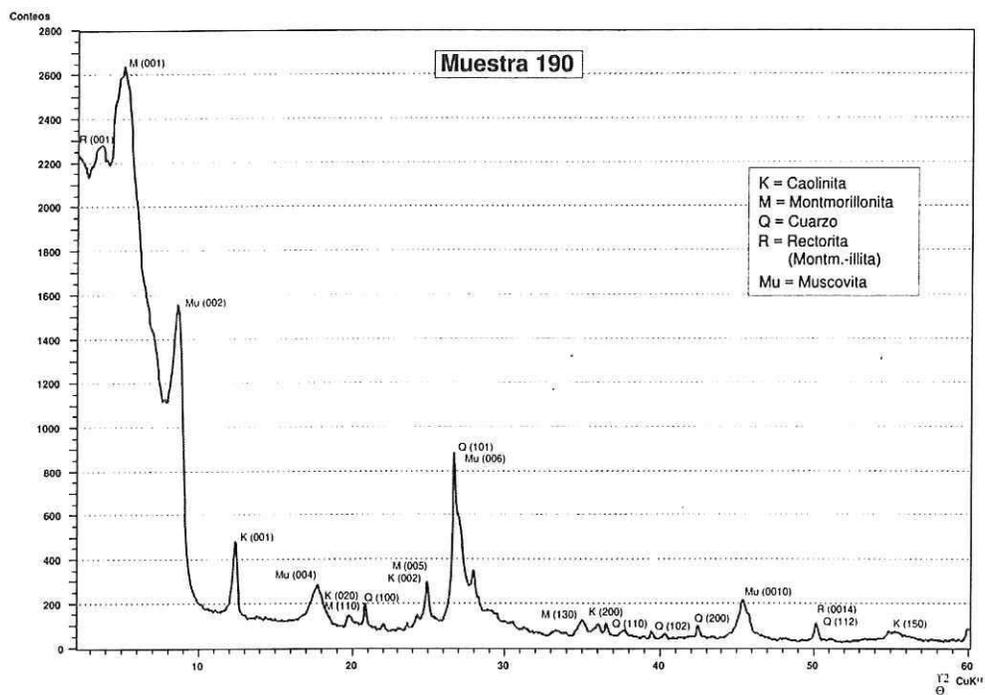
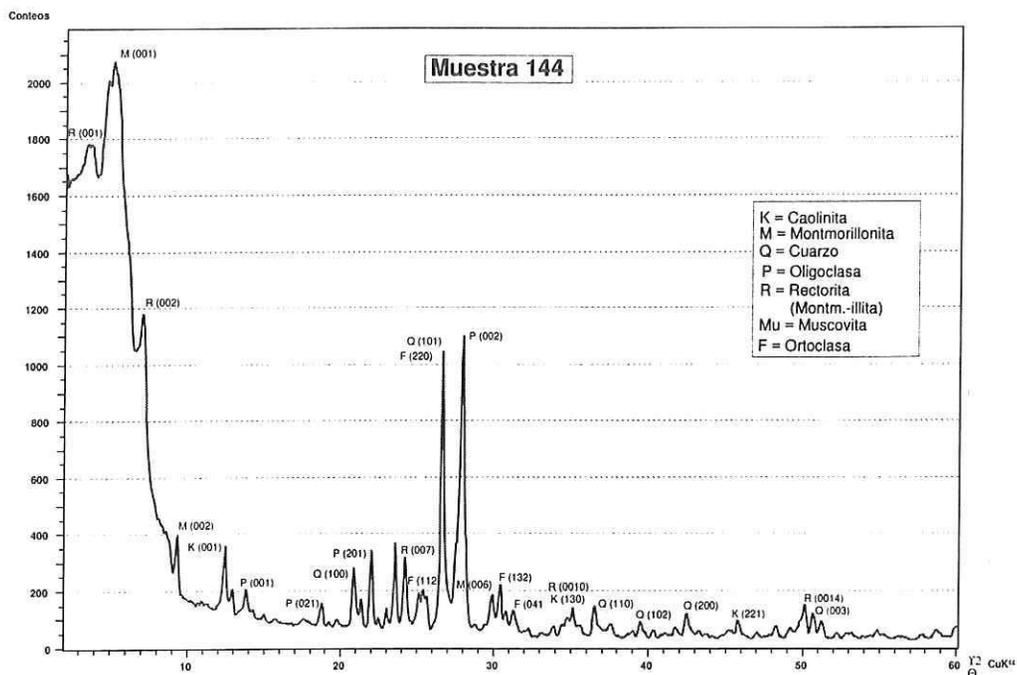


Figura 39. Continuación ...

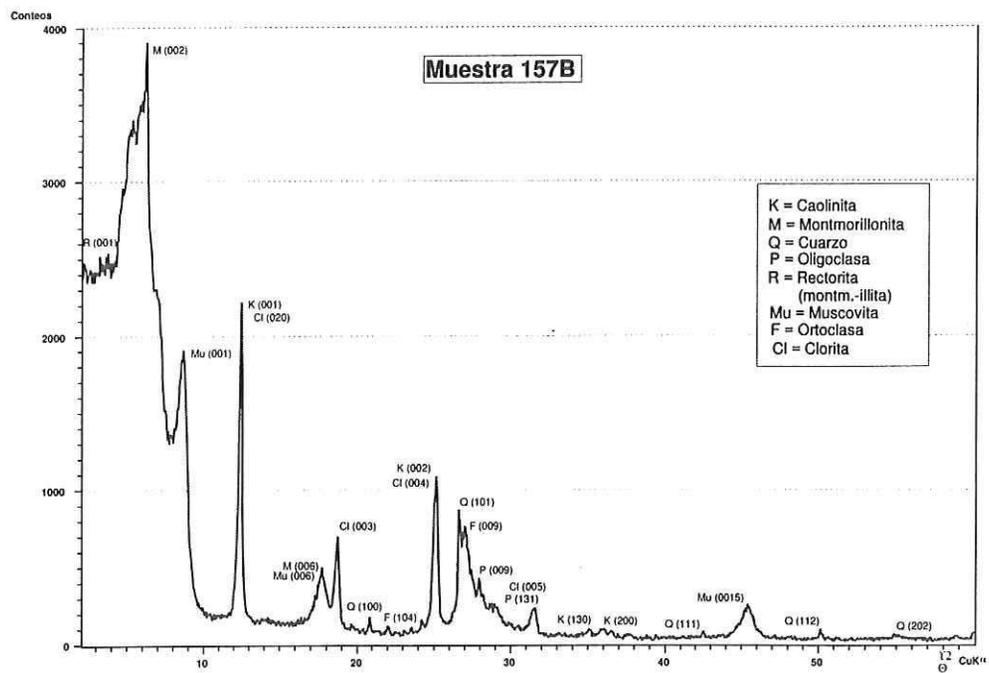
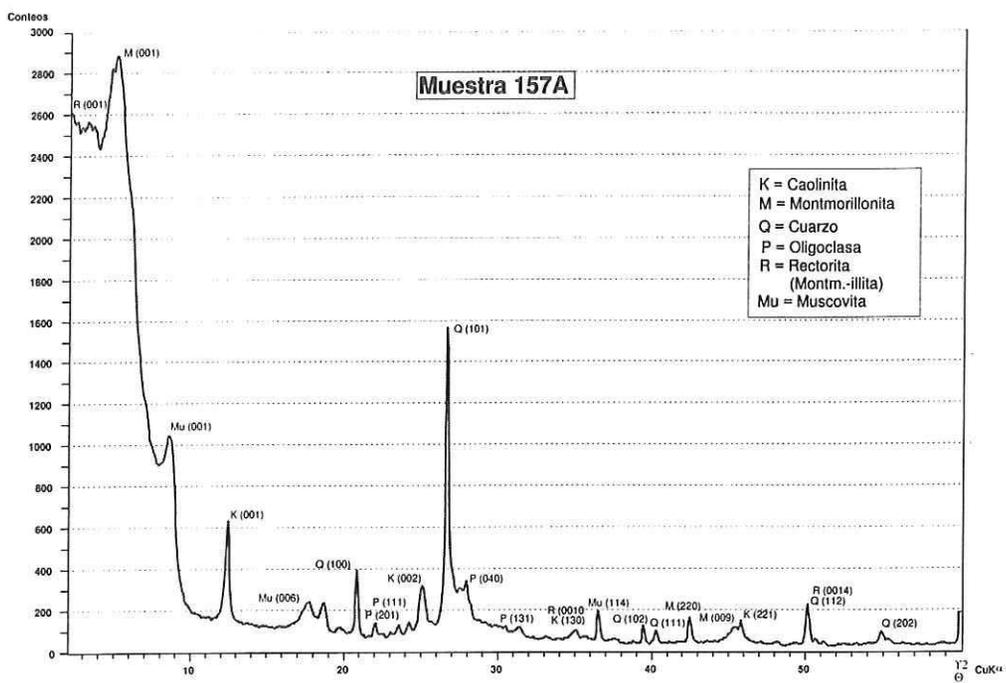


Figura 39. Continuación ...

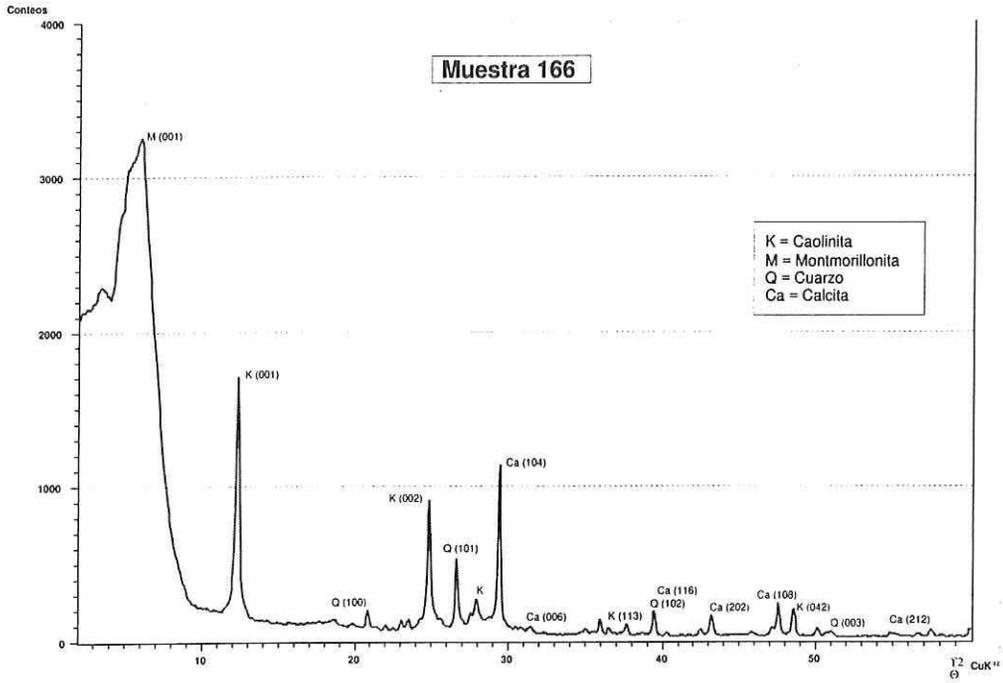


Figura 39 Continuación ...



Figura 40. Fotomicrografía que muestra la alteración de plagioclasas (P) a arcillas (A), en una zona de cataclasis. La alteración es muy fuerte, y se da tanto en los bordes de los cristales, como en vetillas. En el centro de la figura se observa un cristal de plagioclasa que muestra maclado relicto característico. (Muestra 137, NX, x10).

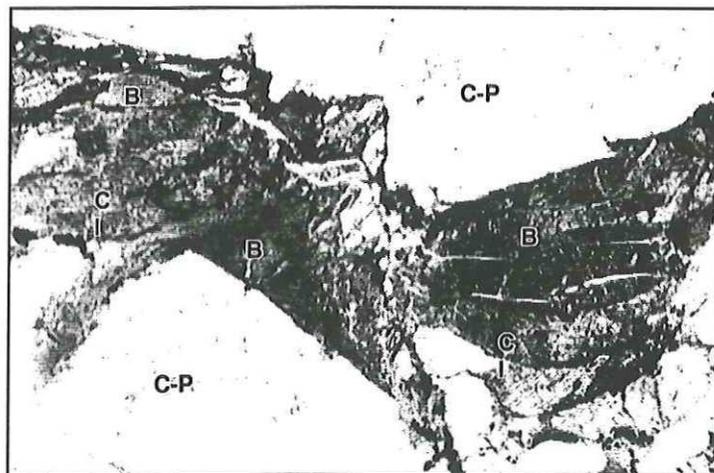


Figura 41. Fotomicrografía mostrando el reemplazamiento de biotita (B) por clorita (Cl) en una zona de cataclasis. El resto de la mineralogía está compuesto por un mosaico de cuarzo y plagioclasas (C-P). (Muestra EA-1A.II, NII, x10).

V. FECHAMIENTO POR HUELLAS DE FISIÓN (*FSSION TRACKS*)

Con la finalidad de establecer los períodos de deformación del Bloque Cristalino Sierra La Victoria , y determinar su comportamiento estructural, se realizaron fechamientos de rocas graníticas mediante la técnica de huellas de fisión sobre apatitos (*apatite fission tracks, AFT*).

Generalmente la técnica de fechamiento por huellas de fisión es utilizada para conocer las tasas de erosión, historia erosional en cuencas sedimentarias y reconocimiento de las posiciones estructurales de bloques de falla. Esta técnica revela la edad o el tiempo que ha pasado desde que una roca estuvo sometida a una temperatura determinada, que depende del mineral que se esté utilizando para el análisis (<120 °C en el caso de apatito), independientemente de su edad inicial de formación (Fowler, 1970; Foster *et al.*, 1993). Es decir, se determina la edad y rapidez (indicado por la longitud de las huellas) de enfriamiento de la roca, independientemente de su edad de cristalización, para el caso de rocas ígneas.

La técnica de fechado por huellas de fisión en apatitos se basa en el conteo y medición de las huellas producidas por el impacto de partículas subatómicas, durante la fisión espontánea del ^{238}U en los apatitos contenidos en una roca (Fowler, 1970). La edad se puede calcular a partir de la determinación de la cantidad de huellas presentes en una superficie pulida de un grano, así como la cantidad de uranio presente en este mismo grano. Las huellas se producen siempre, pero su preservación depende de la temperatura de bloqueo del mineral que se esté utilizando (apatito, circón, esfena). Las huellas sólo son preservadas cuando la roca alcanza su enfriamiento cerca de la superficie de la tierra, y son borradas cuando la roca se somete a temperaturas más altas, generalmente para apatito es de 110–120 °C.

Para estimar la posición estructural o profundidad relativa de los bloques de falla, se utiliza el concepto de zona de sanado parcial para apatitos, la cual es definida como el intervalo de profundidad en la corteza en el que las huellas de fisión sanan casi instantáneamente (en temperaturas >110 °C), y sobre el cual (a temperaturas menores de

60°) quedan impresas (Foster *et al.*, 1993) (Fig. 42). La impresión de la mayor cantidad de huellas sucede hasta los 60°C (Fig. 42) y depende de la temperatura de bloqueo del apatito, que es de 75-120 °C (Green *et al.*, 1986). Con estas bases se explica que en regiones con corteza relativamente estable, la edad y longitud de las huellas de fisión disminuye con la profundidad, hasta llegar a ser cero en la isoterma de 110 –120°C. Además, cuando una porción de corteza se enfría rápidamente debido a la denudación, el perfil de la zona de sanado parcial queda impreso en las rocas al tiempo del enfriamiento, y se puede conocer su paleoprofundidad cuando éstas son expuestas en la superficie.

En el presente estudio se colectaron seis muestras de rocas graníticas del Bloque Cristalino Sierra La Victoria, tres del borde occidental y tres del oriental (Fig. 43), para las cuales fueron calculadas fechas de enfriamiento y la longitud promedio de sus huellas (Tabla III). Además, se obtuvieron fechas individuales para granos de apatitos, en cuatro muestras representativas, dos de cada extremo del Bloque Cristalino (Fig. 44).

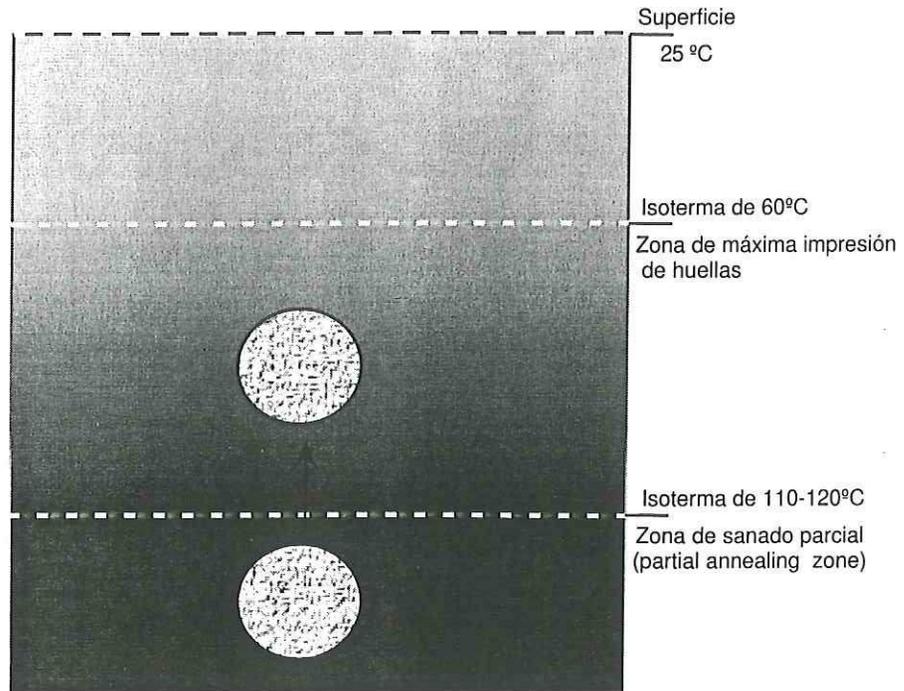


Figura 42. Diagrama esquemático de la zona de sanado parcial para las huellas de fisión en apatitos. Las huellas se producen constantemente, pero bajo la isoterma de 110 - 120 °C, son borradas casi instantáneamente, y son retenidas al pasar esta isoterma.

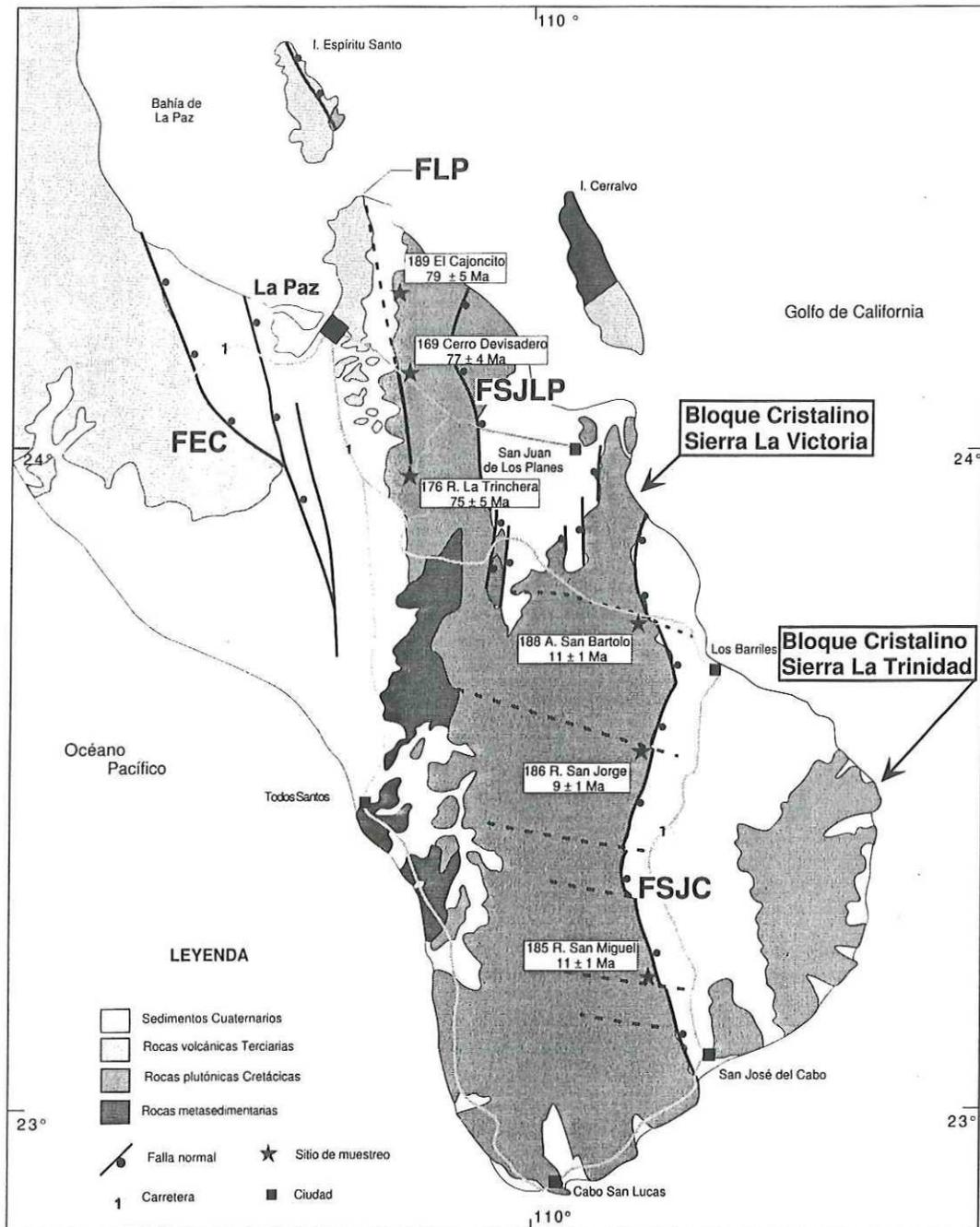


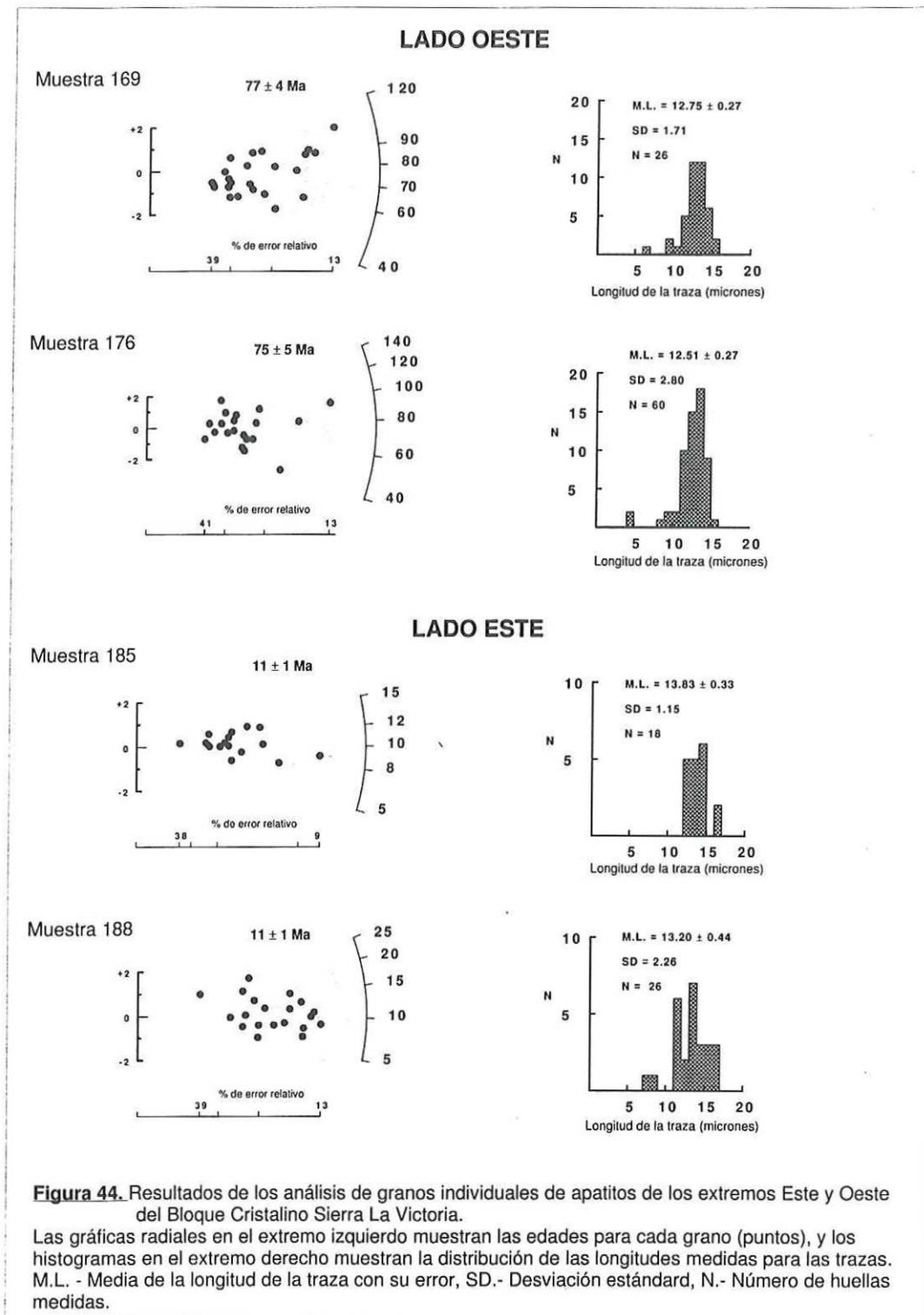
Figura 43. Localización de los sitios muestreados para análisis por huellas de fisión en apatitos, en el Bloque Cristalino Sierra La Victoria. Se anexan las claves, nombres de localidades y fechas determinadas. FLP.- Falla La Paz, FEC.- Falla El Carrizal, FSJLP.- Falla San Juan de Los Planes. FSJC.- Falla San José del Cabo.

Tabla III. Resultados del análisis de rocas graníticas, por el método de huellas de fisión en apatitos en el Bloque Cristalino Sierra La Victoria.

Clave y localidad de las muestras	Edad de apatitos (Ma)	Media de la longitud de las huellas (micrones)
LADO OESTE		
169 Cerro Devisadero	77 ± 4	12.75 ± 0.27
176 Rancho La Trinchera	75 ± 5	12.51 ± 0.27
189 Rancho El Cajoncito	79 ± 5	12.50 ± 0.33
LADO ESTE		
185 Rancho San Miguel	11 ± 1	13.74 ± 0.33
186 Rancho San Jorge	9 ± 1	13.46 ± 0.74
188 Arroyo San Bartolo	11 ± 1	13.20 ± 0.44

Las edades de enfriamiento obtenidas muestran consistencia dentro de cada uno de los grupos, así como una diferencia abrupta en edad. El grupo del borde occidental se enfrió en el Cretácico, mientras que el grupo del lado oriental en el Mioceno. Además, las edades individuales de los granos de apatito, en los dos grupos de muestras, definen una población con una edad similar (Fig. 44).

La longitud promedio de las huellas y la desviación estándar, para ambos grupos de muestras, indican historias termales diferentes para cada uno de los extremos del Bloque Cristalino, ya que se determinó que existe una relación directa entre la distribución de la longitud promedio de las huellas y su desviación estándar, con la historia termal de la roca (Gleadow *et al.*, 1986). La relación muestra que huellas largas (con una longitud media entre 14.5 y 15 μm y una desviación estándar de $\sim 0.9 - 1.3$) se asocian a enfriamiento rápido, mientras que valores menores (entre ~ 12.5 y $13.5 \mu\text{m}$) están relacionados con enfriamiento más lento. Con base en lo anterior, se interpreta que las muestras del extremo Este tienen una historia de enfriamiento rápido, con huellas de longitudes grandes (Tabla III), y desviación



estándar baja, aunque en el caso de la muestra 188 se muestra una desviación estándar >2 (Fig. 44). Este comportamiento puede ser explicado por la presencia de algunas huellas pequeñas, posiblemente asociadas con un corto tiempo de residencia de la roca cerca de la zona de sanado parcial, y después un levantamiento rápido. El comportamiento de esta muestra sugiere una historia de tipo mezclado (Fig. 45), donde dos poblaciones de huellas están juntas en la misma muestra (Gleadow *et al.*, 1986).

La longitud de las huellas y su distribución en el borde Oeste del Bloque Cristalino indican que las rocas han tenido un enfriamiento lento y poco disturbio (Fig. 45), con una tendencia hacia huellas de menor tamaño que en el borde Este, y una desviación estándar mínima de 1.71.

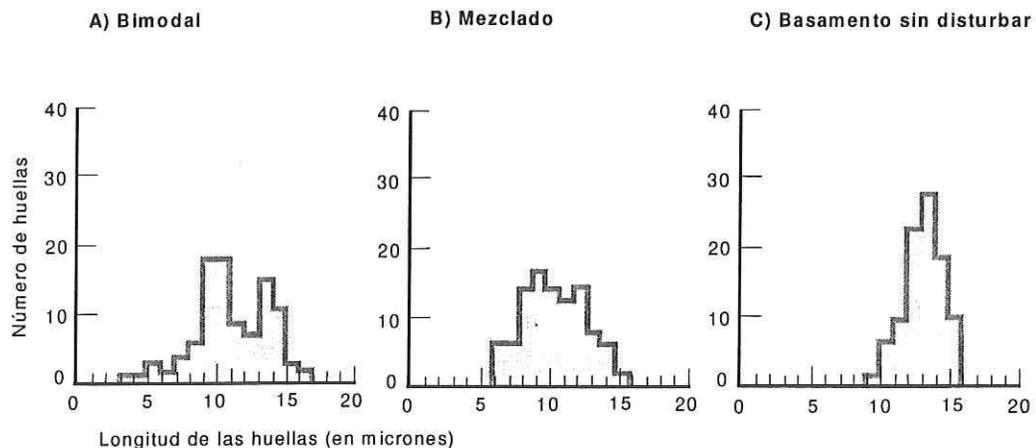


Figura 46. Distribuciones típicas de longitudes de huellas de fisión, que identifican diferentes historias termales, cada una de ellas. A) Se refiere a dos poblaciones bien definidas; B) a dos poblaciones mezcladas, y C) una población bien definida. Figura 6A-C de Gleadow *et al.*, (1986).

Los resultados del análisis de huellas de fisión, muestran dos historias termales diferentes para los extremos del Bloque Cristalino Sierra La Victoria. En el extremo oriental, el levantamiento más acelerado y edades de enfriamiento jóvenes, se asocian a la presencia de la falla San José del Cabo (Fig. 43), debido a que las muestras utilizadas en este estudio corresponden al bloque de piso de esta falla. Por el contrario, en el extremo occidental del Bloque Cristalino, se encontró enfriamiento lento, escaso levantamiento y edades Cretácicas. Esto es importante, debido a que las muestras utilizadas para el análisis de AFT, corresponden al bloque de piso de la Falla La Paz (Fig. 43), con respecto a su traza inferida (Hausback, 1984; Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1988). De tal manera que este comportamiento, relativamente estático, no favorece la presencia de una gran zona de falla en esta zona.

La diferencia en las historias termales para los extremos del Bloque Cristalino Sierra La Victoria, se ha asociado a un levantamiento asimétrico para este Bloque, fuertemente inclinado hacia el Oeste, que posiblemente inició en el Mioceno tardío (Fig. 46). Las edades de enfriamiento para las rocas del extremo oriental, se relacionan con el inicio de la extensión posterior al volcanismo Terciario (Lonsdale, 1991), que originaron la apertura del Golfo de California y que continúa actualmente.

Utilizando la ventaja del método de fechado por huellas de fisión en apatitos para definir la paleoisoterma de 110-120 °C, es posible calcular la tasa de elevación vertical y la de enfriamiento, para el extremo oriental del Bloque Cristalino Sierra La Victoria. Para esto se asume que el gradiente geotérmico para el extremo sur de la península de Baja California es de 30 °C/km, con lo cual se obtuvo una tasa de elevación de ~0.3 mm/año, con una tasa de enfriamiento de 9.5 °C/Ma, además se interpreta que ha habido ~3 km de descapote por denudación del Bloque Cristalino.

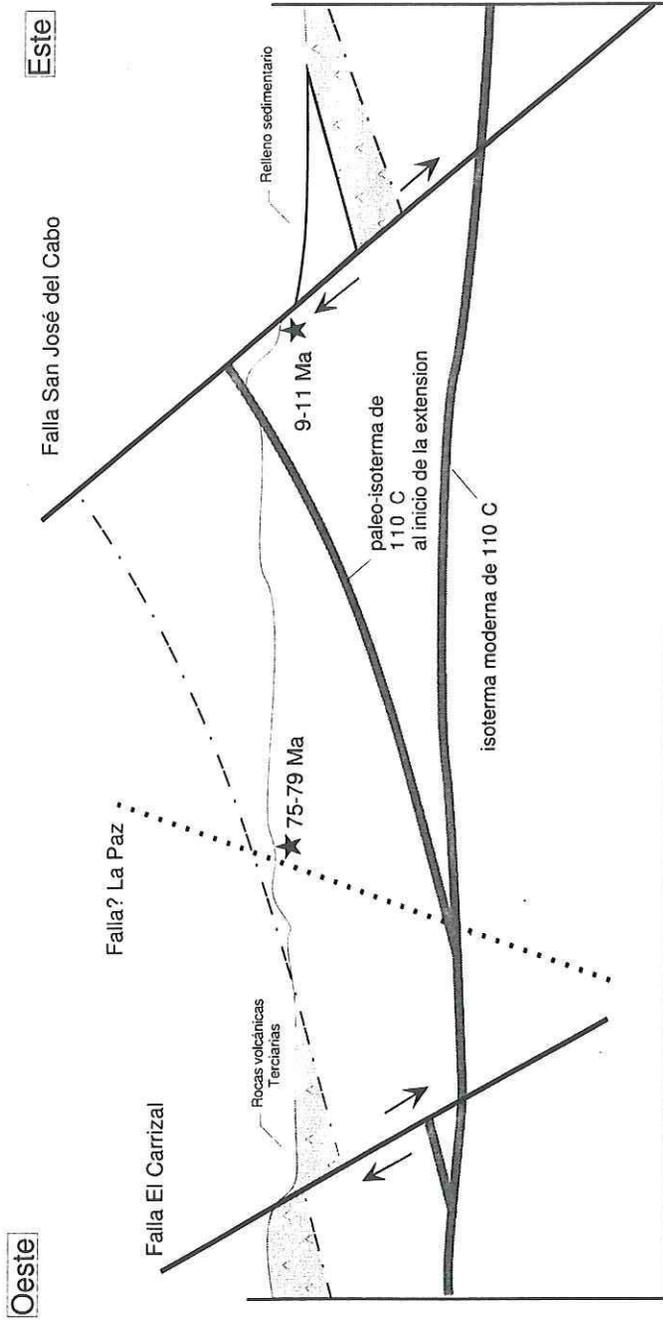


Figura 46. Sección geológica esquemática a través del Bloque Los Cabos. Se muestra la localización de las muestras colectadas para análisis por huellas de fisión en apatitos. Las rocas del extremo oriental se enfriaron durante el Mioceno, indicando un levantamiento del bloque de piso de la falla San José del Cabo. Contrastando con las rocas del extremo occidental, que tienen edades de enfriamiento Cretácicas, indicando poco levantamiento reciente en la región de Falla La Paz.

VI.- SÍNTESIS DE LA HISTORIA GEOLÓGICA

Los eventos geológicos registrados por las rocas en el área de estudio se asocian a dos períodos bien definidos: un período Mesozoico dominado por deformación dúctil, y otro período Cenozoico dominado por deformación quebradiza. Ambos períodos están asociados directamente con la evolución tectónica del NW de América.

VII.1. Historia Mesozoica.

El registro geológico en el área de estudio inicia con la depositación de una secuencia sedimentaria de edad desconocida, compuesta por intercalaciones de lutitas, areniscas y calizas, en la margen continental del oeste de Norteamérica.

Durante el Cretácico Temprano, la secuencia sedimentaria fue metamorfozada por la intrusión de una serie de cuerpos granitoides (Gabro El Novillo, Diorita La Canterilla y Tonalita La Buena Mujer). Estos plutones se asocian al arco magmático Cretácico generado por la subducción de la Placa Farallón bajo la Placa de Norteamérica (Sedlock *et al.*, 1993). La intrusión de los plutones en la secuencia sedimentaria fue contemporánea con el evento de deformación D_1 , que generó la foliación gneisítica (S_1) y la lineación (L_1). En las rocas metasedimentarias, D_1 rotó la secuencia y la estratificación original S_0 , hasta hacerla casi vertical, generando la foliación S_1 con fuertes echados hacia el este. En las rocas graníticas, D_1 generó foliación magmática (S_1), deducida con base en la presencia del alineamiento subparalelo de los minerales (hornblenda, biotita y plagiocalasas), ausencia de recristalización y elongación de enclaves microdioríticos (Paterson *et al.*, 1989). Durante D_1 se formaron estructuras en pantallas (*screens*), en las que la foliación S_1 es subparalela entre las rocas metamórficas y graníticas.

En trabajos anteriores (Hausback, 1984; Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1988; 1989), S_1 se ha interpretado como una foliación de origen tectónico, generada durante un evento de deformación milonítica en el Cretácico, y que probablemente se refiera a la Falla La Paz. En el presente estudio se interpreta que la foliación S_1 , en las rocas graníticas, fue generada por flujo magmático, asociada a esfuerzos compresivos regionales, durante el emplazamiento de los cuerpos intrusivos. Estos esfuerzos regionales pueden estar relacionados a compresión, casi E-W, asociada con la subducción de la Placa Farallón bajo la Placa de Norteamérica, que ocasionó una dirección NNW-SSE en la foliación S_1 , con echados fuertes hacia el este.

Posterior a la generación de S_1 , se desarrolló un evento dúctil (D_2) y otro evento dúctil-quebradizo (D_3), que se observa en La Diorita La Canterilla (D_2) y en la Tonalita La Buena Mujer (D_2, D_3). Ambos muestran fábricas magmáticas de alto grado, que los asocian con etapas tempranas en la cristalización de los intrusivos. D_2 y D_3 tienen orientaciones subparalelas, con desplazamientos normales de bajo ángulo hacia el oeste de la foliación S_1 , posiblemente asociados a condiciones extensionales. D_2 se diferencia de D_3 debido a que ésta tiene zonas de cizalla de ~30 cm, en las cuales se observan abundantes fracturas, al contrario de D_3 , que tiene zonas de cizalla de ~5 cm y sin fracturas o evidencias de deformación quebradiza.

La deformación dúctil se generó entre 115 y 95 Ma, que son las edades K-Ar del Gabro El Novillo y La Tonalita La Buena Mujer (Frizell y Ort *en* Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1988). Los granitoides deformados fueron intrusionados posteriormente por el Granito Las Cruces en el Cretácico Tardío, el cual no presenta evidencias de deformación dúctil. Diques graníticos y pegmatíticos relacionados genéticamente con el Granito Las Cruces, y que cortan las rocas cristalinas, comprenden la última etapa de la historia Cretácica de las rocas del área de estudio.

La migración hacia el este del arco magmático Cretácico, posiblemente asociado a la disminución del ángulo de subducción (Todd *et al.*, 1988), concluye con la etapa de intrusiones graníticas en esta región.

VII.- Historia Cenozoica.

Posteriormente a la intrusión de los cuerpos graníticos, en el Cretácico Tardío, la región que ocupa el área de estudio consistió en una plataforma estable que recibía sedimentos desde el Este, formando una secuencia sedimentaria marina que sobreyace las rocas graníticas (Hausback, 1984). Esta secuencia fue gradualmente dominada por sedimentos volcánicos, provenientes del arco magmático Terciario, a medida que éste arco retrocedía hacia el oeste (Hausback, 1984). En el extremo SSW del área de estudio, existen evidencias de que aflora la parte basal de esta secuencia (Schwennicke *et al.*, 1996).

Las rocas volcanogénicas calcoalcalinas y diques andesíticos, que afloran en el área de estudio, se asocian a la última etapa de la actividad del arco magmático Terciario, que corresponde aproximadamente con el final de la subducción, que para la región sur de la Península de Baja California finalizó alrededor de los 12.5 Ma (Hausback, 1984; Sawlan, 1991).

Después del término de la subducción, se desarrolló un sistema extensional con características de *Basin and Range*, con estructuras NNW, en la región que ocupa actualmente el Golfo de California, posiblemente sobre el eje del extinto arco volcánico (Stock y Hodges, 1989; 1990; Lonsdale, 1991). Es probable que en este período se generaran las fallas transpeninsulares con rumbo NNW, normales de alto ángulo y con dirección de transporte al Este, que segmentan el extremo sur de la Península de Baja California. La edad en estas fallas está definida por edades de enfriamiento (AFT) de entre 9-11 Ma.

En el Plioceno se generó el sistema de fallas laterales NW-SE, que es el otro sistema importante de fallas en la región, y que desplaza al sistema NNW. El sistema NW-SE se

asocia a la etapa de *wrenching* de la Península de Baja California, en el inicio del desplazamiento hacia el NW de la Placa Pacífico, con respecto a la Placa de Norteamérica.

Actualmente, las fallas con rumbo NNW muestran evidencias de actividad reciente, indicada por la presencia de escarpes en pedimento Cuaternario y sismicidad asociada a sus trazas, como lo muestran los mecanismos focales obtenidos por Fletcher *et al.* (1997). Es probable que las fallas NW-SE sean generadoras de una parte de esta sismicidad.

La actividad en estas fallas se asocia con la deformación generada actualmente por la interacción entre la Placa Pacífico y la Placa de Norteamérica, y al desplazamiento hacia el NW de la Península de Baja California.

VII.- FALLA LA PAZ

La Falla La Paz es considerada como una de las fallas dominantes en la parte sur de la Provincia Extensional del Golfo. El área de este estudio comprende principalmente la traza propuesta de la Falla La Paz, al Este de la ciudad de La Paz, aunque en el trabajo de campo no se han encontrado evidencias que muestren la presencia de una falla grande en esta zona. Actualmente existen discrepancias sobre la existencia y papel que estructural o tectónicamente tiene la Falla La Paz, que en este trabajo se abordan a través de: 1) geología de campo, 2) patrones de sismicidad, 3) historia de levantamiento miocénico del Bloque Cristalino Sierra La Victoria. Con base en estos aspectos, se argumenta que la Falla La Paz no es importante desde el punto de vista de la tectónica del extremo sur de la península de Baja California, y que posiblemente no existe.

La presencia de Falla La Paz fue propuesta inicialmente por Beal (1948) y localizada al Este de la ciudad de La Paz (Fig. 47), para explicar el cambio abrupto en litología y topografía en el flanco oeste del Bloque Cristalino Sierra de La Victoria.

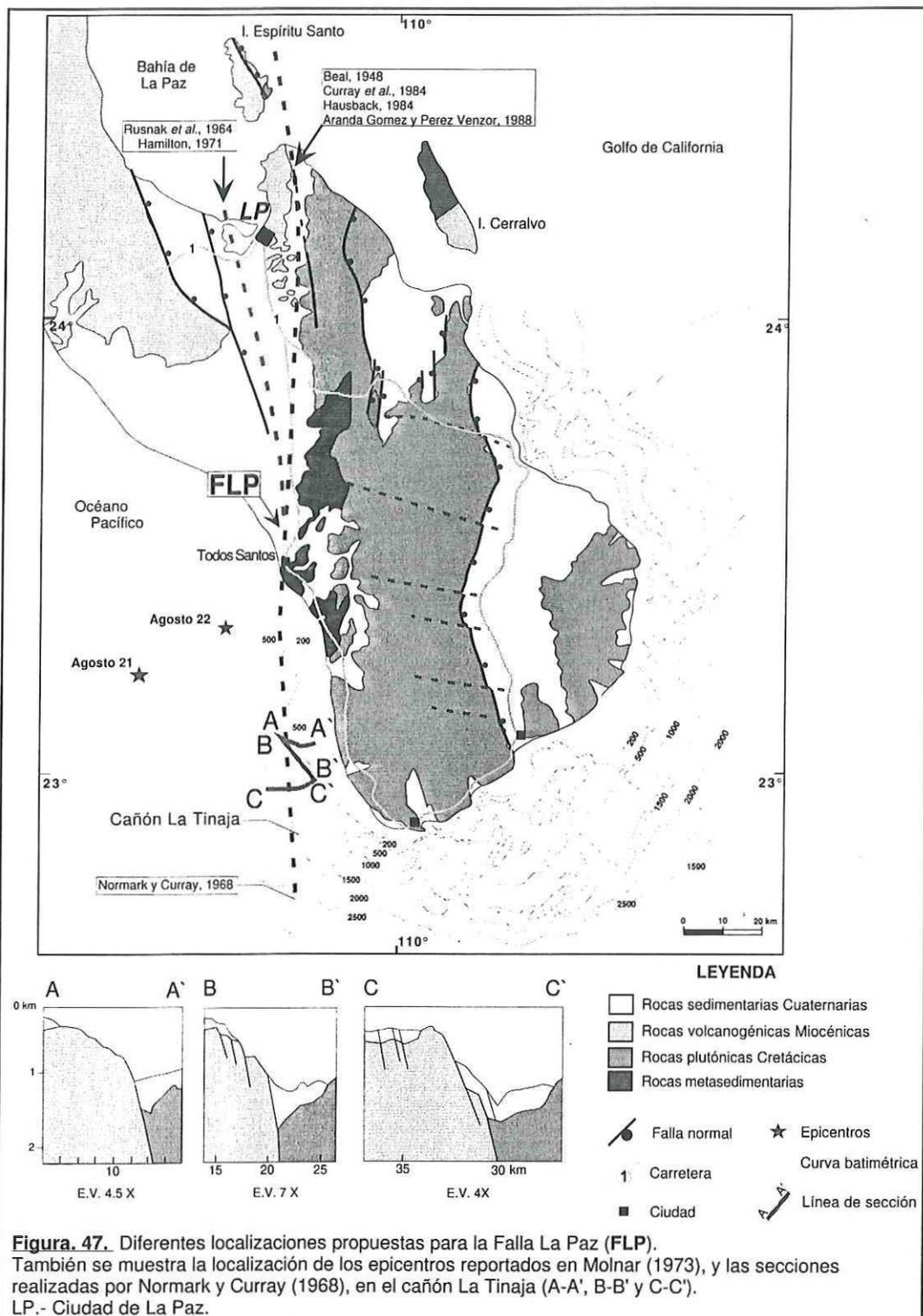
Rusnak *et al.*, (1964) mencionan esta falla y la localizan al Oeste de la ciudad de La Paz, y en su parte sur la asociaron con el cañón submarino La Tinaja, localizado al sur de la población de Todos Santos (Fig. 47). Además proponen su prolongación hacia el norte, hasta bahía Concepción, aunque no mencionan sentido de desplazamiento. Pantoja Alor y Carrillo Bravo (1966) presentan un mapa geológico del extremo sur de la península (desde el sur de la ciudad de La Paz hasta Cabo San Lucas), donde muestran una falla con las características de la falla La Paz, indicando desplazamiento normal con el bloque caído hacia el Oeste, no obstante no hicieron una descripción de la falla. Normark y Curray (1968), mediante perfiles batimétricos y de sísmica de reflexión, estudiaron la zona del cañón submarino La Tinaja, al cual asociaron a la traza sur de la Falla La Paz. En este trabajo se menciona que el cañón La Tinaja comprende en una zona amplia de deformación, con fallas normales subparalelas, y

aparentemente el bloque caído hacia el este (Fig. 47). Concluyendo Normark y Curray (1968) que con sus datos no pueden determinar el sentido de desplazamiento de la falla, si es dextral o siniestral, aunque en su figura 5 proponen desplazamiento lateral izquierdo. Hamilton (1971) utiliza fotografías tomadas desde el espacio para estudiar los rasgos tectónicos regionales del extremo sur de la península de Baja California, y muestra la localización de la Falla La Paz, al Oeste de la ciudad de La Paz (Fig. 47), concordando aproximadamente con Rusnak *et al.*, (1964). Además Hamilton (1971) agrega que esta falla tiene desplazamiento lateral derecho. Curray *et al.*, (1984) reportan una localización diferente para la parte norte de Falla La Paz, al Este de la ciudad de La Paz, sobre la península de Punta Coyotes (Fig. 47). Aunque para la parte Sur de la traza no muestran diferencias con Rusnak *et al.*, (1964); Normark y Curray (1968) ni Hamilton (1971). Además agregan que esta estructura tiene desplazamiento normal, principalmente, con el bloque caído hacia el Oeste, y una componente a rumbo en sentido no indicado.

Hasta este punto, se observa confusión sobre la localización y características de Falla La Paz, principalmente debido a que se utilizó este nombre para un grupo de fallas normales basculadas al Este, y localizadas al Oeste de la ciudad de La Paz (Rusnak *et al.*, 1964; Normark y Curray, 1968; Hamilton, 1971). Es probable que estas fallas correspondan al sistema El Carrizal (Gaytán, 1986) (Fig. 48 y 49). Esta denominación difiere de la original (Beal, 1948), que se refiere a una estructura localizada al Este de la ciudad de La Paz, con el bloque caído al Oeste.

Los estudios más recientes están de acuerdo con la definición original de la Falla La Paz, y Hausback (1984) propone que la traza de la falla corresponde a un fuerte lineamiento litológico que se observa en imágenes de satélite y fotografías aéreas. En el área de estudio este lineamiento corresponde al cauce del arroyo El Cajoncito, que tiene un rumbo de N10°W.

Hausback (1984) menciona que la Falla La Paz es una estructura prominente dentro de un sistema de fallas transpeninsulares, en el extremo sur de la península de Baja

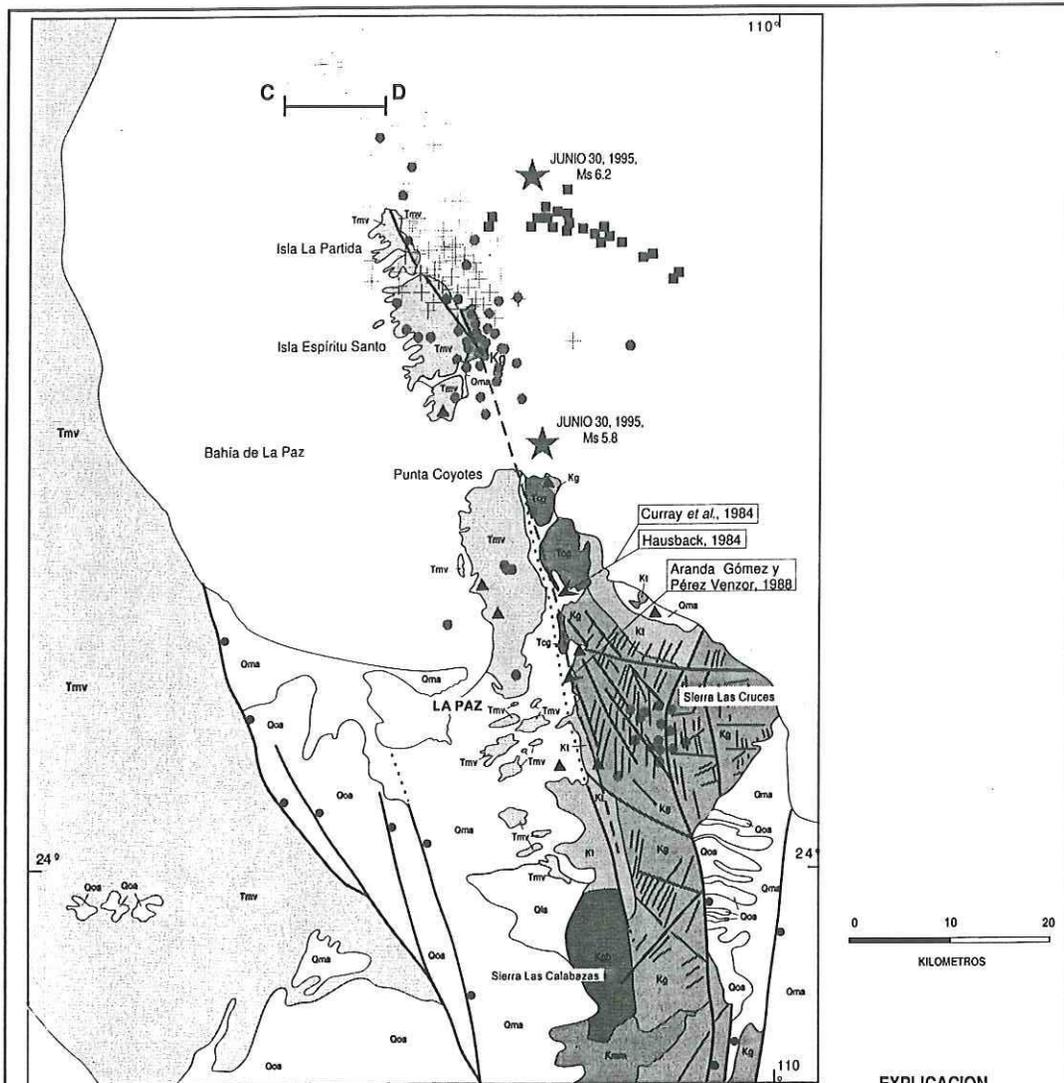


California, que yuxtapone rocas graníticas hacia el Sur, con rocas volcánicas al Norte. Esta falla fue descrita en afloramientos al Sur de la ciudad de La Paz, donde se observa que consiste en una zona de 2 km de ancho, orientada casi N-S, compuesta por granito y monzonitas milonitizadas, con zonas de cataclasita de hornblenda. En este trabajo (Hausback, 1984) se menciona que la traza de la falla no es continua, y al norte de La Paz está cubierta por sedimentos recientes, en Punta Coyotes (Fig. 48), y que su prolongación al Norte corta el extremo oriental de la isla Espíritu Santo, separando rocas graníticas milonitizadas de rocas volcánicas de la formación Comondú (Fig. 48). Desplazamientos hacia el Este de rocas de la formación Comondú por fallas con rumbo N-S, son asociados a la actividad reciente de la Falla La Paz, en la isla Espíritu Santo. Además Hausback (1984) interpreta que esta estructura tiene desplazamiento lateral izquierdo, con una ligera componente normal, con base en la abrupta terminación de la facies volcánica del núcleo de la formación Comondú, y la ausencia de intrusiones subvolcánicas en las rocas graníticas.

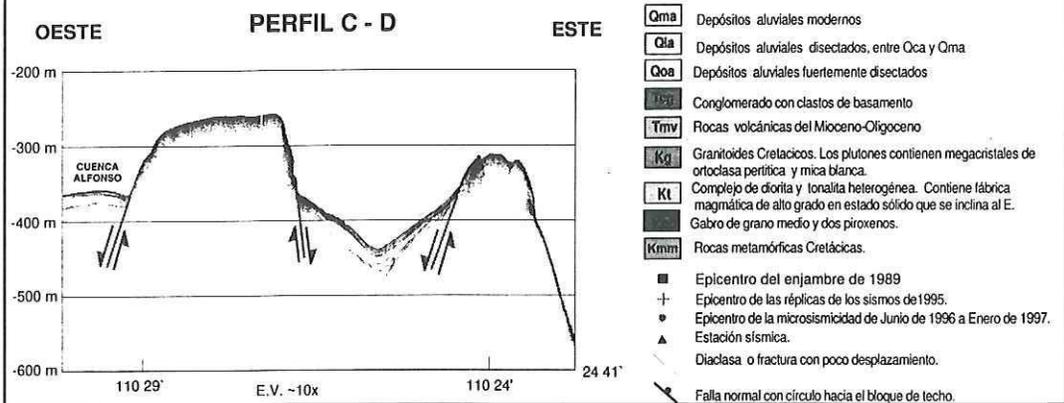
Hausback (1984), agrega que la Falla La Paz tiene dos etapas de desplazamiento: a) antes del Mioceno, durante su generación, ocasionando el levantamiento del extremo Sur de la península de Baja California, y b) posterior al depósito de la formación Comondú con movimiento lateral izquierdo y normal con caída hacia el Este. Además concluye que este desplazamiento puede continuar hasta la actualidad, a través de actividad sísmica en la extensión Sur de la falla, en el mar.



Figura 48. Localización propuesta para Falla La Paz, en la región de la bahía de La Paz, por Curray *et al.* (1984), Hausback (1984) y por Aranda Gómez y Pérez Venzor (1988). Se incluyen datos de la sismicidad histórica (Munguía *et al.*, 1992; Munguía, 1995; Cruz Falcón *et al.*, 1997). La sección C-D es cortesía de Nava Sánchez *et al.* (1997).



EXPLICACION



Aranda Gómez y Pérez Venzor (1988; 1989; 1995), mencionan que la Falla La Paz es una estructura mayor en la geología de la península de Baja California, que define el límite occidental del Bloque de Los Cabos (como denominan al extremo Sur de la península). Localmente, esta falla forma el flanco oriental del graben de La Paz, y concluyen que debe estar localizada aproximadamente a 1 km al Oeste, de forma paralela, a donde fue propuesta anteriormente por Hausback (1984), (Fig. 48). Estos autores mencionan, además, que la Falla La Paz se compone por una zona de falla transpeninsular, orientada $N10^{\circ}W (\pm 15^{\circ})$, con inclinación $>70^{\circ}$ al Este, agregando que no hay evidencias de un escarpe individual. La zona de falla descrita está compuesta por ortogneis de composición tonalítica-granodiorítica con deformación milonítica intensa, en la cual se observan pantallas de rocas metasedimentarias intercaladas. Se interpreta que las pantallas y los ortogneises fueron mezclados tectónicamente (Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1995). En su extremo Norte, la asocian al lineamiento "arroyo el Coyote", en punta Coyotes, y posteriormente al extremo oriental de la isla Espíritu Santo, separando en ambas localidades rocas volcánicas Terciarias, al Oeste, de rocas cristalinas Cretácicas al Este, aunque las evidencias no son claras. Hacia el Sur, cerca de la población de Todos Santos, la traza de la Falla La Paz se asocia a una serie de fallas normales que cortan y desplazan sedimentos Cuaternarios, los cuales se piensa que pueden formar parte de esta falla.

Aranda Gómez y Pérez Venzor (1988; 1989) mencionan que la Falla La Paz fue originada en el Cretácico, con desplazamiento oblicuo (inverso y lateral izquierdo), que generó deformación milonítica. Posteriormente la zona de falla fue reactivada, produciendo fallas normales, que pueden estar activas actualmente, aunque no encuentran evidencias de escarpes recientes; mencionando que la única evidencia de actividad reciente en esta falla es la presencia de actividad sísmica asociada a su traza.

En algunos otros trabajos se ha abordado el estudio de localidades específicas, como la región de Punta Coyotes, donde se infiere la presencia de la falla La Paz (Fig. 48), cubierta

por el conglomerado El Coyote (Curry *et al.*, 1984; Hausback, 1984; Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1986). Con el objeto de encontrar evidencias de actividad reciente en esta falla, Szabo *et al.*, (1990) fecharon fósiles (U-Pb) presentes en terrazas marinas cuaternarias que sobreyacen a este conglomerado, encontrando edades de $140\ 000 \pm 6000$ años. De esta manera, de acuerdo con las edades determinadas y con la estructura del conglomerado, en capas no deformadas, Szabo *et al.*, (1990) interpretan que Falla La Paz no ha tenido actividad desde por lo menos este tiempo.

Durante el desarrollo del presente trabajo se hizo la cartografía y el análisis microestructural de las rocas cristalinas Cretácicas, en la región suroriental de la ciudad de La Paz, la cual es cortada por la traza inferida de la Falla La Paz. El trabajo se centró en el reconocimiento de esta estructura, principalmente en el segmento que comprende desde el rancho el Cajoncito (anexo A), al Norte, hasta el extremo sur de la Sierra de Las Calabazas (anexo A). Complementado por visitas de reconocimiento a la isla Espíritu Santo y a Punta Coyotes.

En las localidades de isla Espíritu Santo y Punta Coyotes, se encuentra un lineamiento casi N-S, que separa rocas volcánicas al Oeste, de rocas cristalinas al Este, con un contacto deposicional entre ambas unidades. Hausback (1984) interpreta que este contacto corresponde a la Falla La Paz, mientras que Aranda Gómez y Pérez Venzor (1986) mencionan que se trata de un contacto deposicional, y que no es posible determinar si corresponde a la prolongación de la Falla La Paz.

A partir del rancho El Cajoncito (anexo A), hasta el extremo sur de la Sierra de Las Calabazas, se observa un lineamiento que separa rocas claras al Este, de rocas oscuras al Oeste. Este lineamiento está definido por el contacto entre el Granito Las Cruces y la Tonalita La Buena Mujer, hasta su intersección con el arroyo de La Matancita (anexo A). A partir de esta localidad, está definido (en su mayor parte) por el Granito Las Cruces y por el flanco oriental del intrusivo gabroico de la sierra Las Calabazas (anexo A).

Desde el rancho El Cajoncito hasta la presa la Buena Mujer (anexo A), este lineamiento corresponde al cauce del arroyo El Cajoncito, en donde se observa que está definido por un contacto ígneo, entre la Tonalita La Buena Mujer y el Granito Las Cruces, incluso se observan diques del granito que intrusionan a la tonalita y bordes enfriados, descartando la posibilidad de desplazamiento a lo largo de este lineamiento. El contacto es muy regular con dirección N17°W, paralelo a la foliación de la Tonalita La Buena Mujer, y se interpreta que su orientación está controlada por la preexistencia de la tonalita, como un cuerpo rígido que no experimentó deformación durante la intrusión del Granito Las Cruces. Hausback (1984) asocia la traza de la Falla La Paz a este alineamiento en particular, y Aranda Gómez y Pérez Venzor (1988), reconocen que se trata de un contacto ígneo, por lo cual interpretan que la traza de la falla se localiza más hacia el Oeste (Fig. 48), aunque el trabajo de campo realizado en este estudio no encuentra evidencias suficientes para confirmarlo.

Hacia el sur del área de estudio, el lineamiento se asocia al flanco oriental de la sierra de Las Calabazas (Fig. 48). El reconocimiento realizado en esta área muestra que el flanco oriental de esta sierra es muy recto, y contrasta con el occidental, definiendo el contacto entre el Gabro El Novillo y la Tonalita La Buena Mujer, primero, y el Granito Las Cruces después. El contacto con la tonalita es transicional y no se puede definir con precisión, mientras que con el Granito Las Cruces es muy abrupto y con xenolitos de gabro en el granito, sin evidencia de cizalla en ambos casos, por lo que se interpreta como de origen magmático. En esta localidad, Aranda Gómez y Pérez Venzor (1989), mencionan que el alineamiento corresponde a la traza de Falla La Paz, con desplazamiento lateral izquierdo.

Al sur de la sierra de Las Calabazas el lineamiento es difuso, aunque Aranda Gómez y Pérez Venzor (1989), interpretan que continúa con la misma dirección (N-S), hasta la costa del Océano Pacífico, al sur de la población de Todos Santos.

La existencia de una gran zona de falla para la Falla La Paz, como se menciona en los trabajos previos, (Hausback, 1984; Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1988), asociada a los

lineamientos no fue reconocida en este trabajo. Aunque al Oeste de la localidad de Cerro Los Pocitos (anexo A), se encontraron tres zonas discretas (0.5 m como máximo), con deformación milonítica, las cuales fueron denominadas como D₃. En la localidad de Cerro Devisadero en la carretera La Paz-San Juan de Los Planes (anexo A), se cartografió una falla lateral con aproximadamente 30 m de zona de cataclasis, con rumbo WNW-ESE, que desplaza alrededor de 100 m los contactos de las pantallas metasedimentarias. Esta falla (denominada La Huerta en este estudio), forma un ángulo fuerte con el lineamiento al cual se asocia la Falla La Paz, por lo que se descarta su posible asociación con ésta.

La localidad de Cerro Devisadero, corresponde al sitio mencionado por Hausback (1984) y Aranda Gómez y Pérez Venzor (1988) en su descripción detallada de la Falla La Paz. En el presente trabajo se encontró que la deformación observada es una fuerte foliación (S₁) en la Tonalita la Buena Mujer con pantallas metasedimentarias, pero sus características (ver descripción en la sección IV.1. de este trabajo) hacen interpretarla como de origen magmático y no milonítica, como se interpretó anteriormente por Hausback (1984) y Aranda Gómez y Pérez Venzor (1988). Además, la foliación con estas características es un rasgo común en la tonalita y en otras unidades al sur del área de estudio (Diorita La Canterilla y Gabro El Novillo), así como en otros cuerpos de tonalita, localizados en el flanco Este de la sierra de Las Cruces, conservando la misma actitud estructural. De lo anterior se deduce que la foliación no se restringe a una zona, y que su generación no está asociada a la actividad de Falla La Paz.

La ausencia de rocas volcánicas Terciarias sobreyaciendo a las rocas cristalinas Cretácicas, al este de la zona de Falla La Paz, ha sido interpretada (Hausback, 1984; Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1986) como que las rocas cristalinas constituirían un bloque levantado al tiempo del depósito de las rocas volcánicas, con un borde escarpado hacia el Oeste. Esta característica forzó a las rocas volcánicas a sedimentarse paralelamente a este borde y muy poco sobre él (Hausback, 1984). Con base en estas interpretaciones, es posible que sólo una capa delgada de rocas volcánicas se haya depositado sobre las rocas cristalinas, y que

posteriormente se erosionó. Una evidencia de esta erosión es la presencia de clastos de rocas volcánicas, en la base de la secuencia estratigráfica que conforma los abanicos aluviales, al Oeste de la cuenca de La Paz-El Carrizal (Gaytán Morán, 1986).

La ausencia de intrusiones subvolcánicas en las rocas cristalinas, asociadas a los lineamientos de la traza inferida de la Falla La Paz, ha sido interpretada (Hausback, 1984) como una evidencia de que ha habido desplazamiento lateral, a lo largo de estos lineamientos. Esta interpretación es discutible, debido a que estas intrusiones son comunes, aflorando como diques andesíticos, en el flanco oriental de la sierra de Las Calabazas (anexo A). Estos diques se interpretan como los posibles conductos para la secuencia volcánica de la formación Comondú.

La Falla La Paz también ha sido inferida con base en la presencia de constante actividad sísmica en el extremo sur de la península de Baja California, en la parte SW Molnar (1973), y NW (Munguía *et al.* 1992; 1995; 1997; Munguía, 1995; Cruz Falcón *et al.*, 1997), la cual se considera originada por su actividad reciente. Sin embargo, toda ésta actividad ha ocurrido en el Golfo de California y el Océano Pacífico, y no sobre la traza propuesta de la zona de Falla La Paz, en la península.

La actividad del sector SW ha sido descrita por Molnar (1973), quien calculó las soluciones focales de dos sismos ocurridos en el extremo sur-oriental de la península de Baja California, cercanos al cañón submarino La Tinaja (Fig. 47), concluyendo que si los epicentros se relacionan a la falla propuesta por Normark y Curray (1968), en esta localidad (Falla La Paz), entonces esta estructura tiene desplazamiento lateral izquierdo (Fig. 49). La asociación de estos eventos con la Falla La Paz, es poco probable, ya que la localización de los epicentros fue realizada con estaciones de los Estados Unidos y Canadá, que no aseguran una localización exacta, principalmente por la distancia a los eventos. Por otro lado, Molnar (1973) no consideró la posibilidad de que los planos auxiliares, en sus soluciones, fueran en realidad planos de falla. Esta posibilidad es retomada en esta ocasión, con base en que fallas

con planos de esta orientación son abundantes en esta región, y los eventos de 1969 podrían estar asociadas a esta segunda solución.

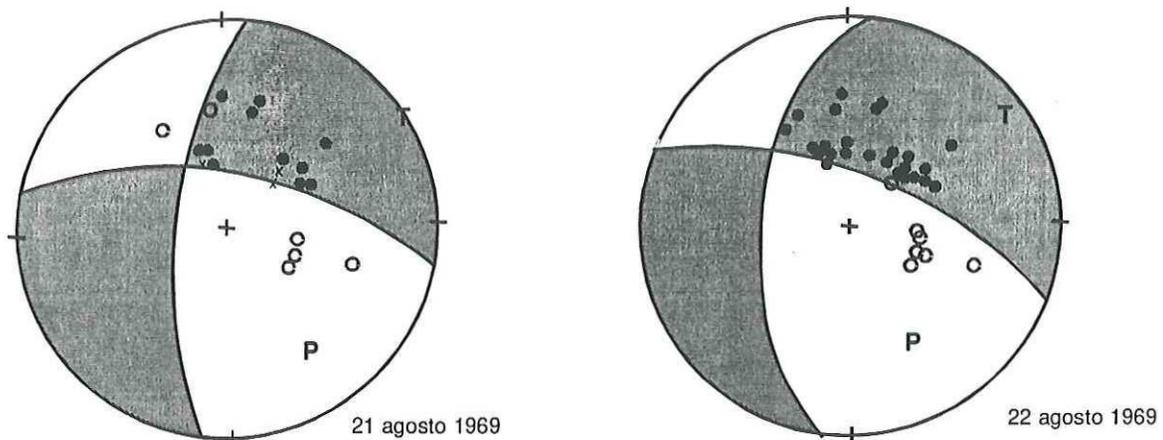


Fig. 49. Mecanismos focales para los sismos asociados a la parte sur de la traza de falla La Paz. Tomados de Molnar, 1973.

La mayor parte de la sismicidad regional se ubica a la zona del Golfo de California, y se ha comprobado que ésta se asocia a la deformación de la corteza de la península de Baja California (Goff *et al.*, 1987). Para un sismo ocurrido el 4 de abril de 1969 al Este de la isla Cerralvo, se encontró un mecanismo focal que muestra fallamiento normal, con su plano orientado NNW (Goff *et al.*, 1987). Este evento podría estar relacionado con un grupo de fallas normales, que forman el extremo oriental de la península de Baja California.

La sismicidad del sector NW de la Falla La Paz, se investigó por primera vez durante junio y julio de 1989, instalando una red sismológica temporal en la vecindad de Punta

Coyotes, alrededor de su traza inferida (Munguía *et al.*,1992). Como resultado de este monitoreo se encontró frecuente actividad microsísmica, resaltando un grupo de eventos asociado a la parte oriental de la isla Espíritu Santo, un mecanismo focal compuesto de estos eventos aporta dos posibles soluciones: lateral izquierda con leve componente normal, o normal con el bloque caído hacia el este (Fig. 50). Aunque los autores se inclinan por la primer solución (NNW y lateral izquierda), debido a su posible relación con Falla La Paz, en el presente trabajo se interpreta que la segunda solución puede ser más apropiada (NNW y normal con el bloque caído al este), tomando como base que fallas con esta orientación son las dominantes en la región.

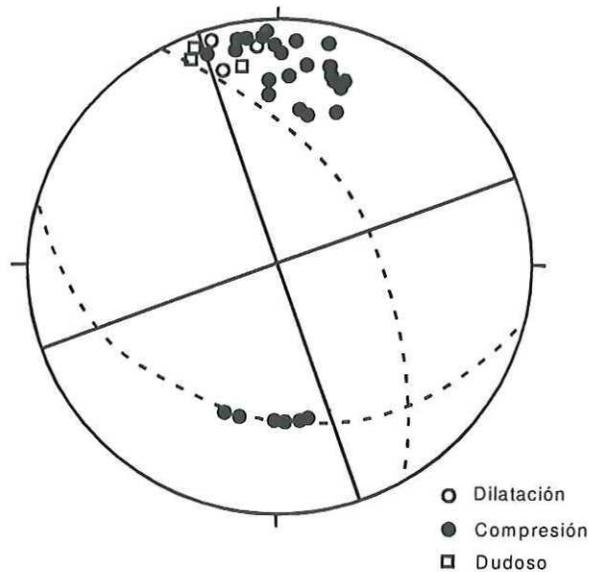
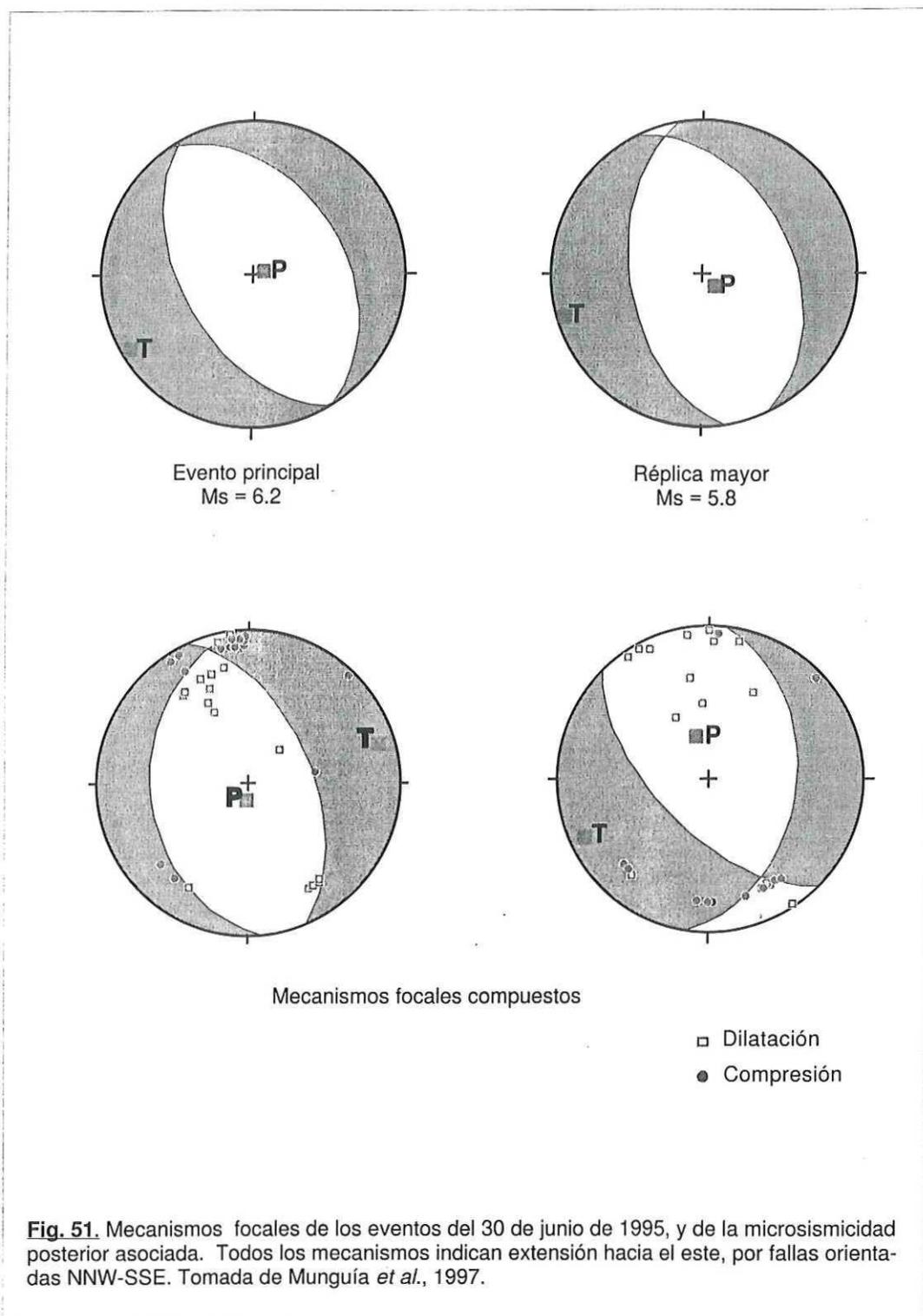


Fig. 50. Mecanismo focal compuesto para los eventos de 1989, en la parte oriental de la isla Espíritu Santo. Con línea continua se muestra la primera solución y con línea punteada la segunda. Tomada de Munguía *et al.*, 1992.

En junio de 1995 ocurrió el sismo más fuerte históricamente registrado ($M_s=6.2$), y se localizó en la vecindad de la ciudad de La Paz, seguido de gran número de réplicas ($M_s=5.8$ la mayor). La localización del evento principal y la más fuerte de sus réplicas se ubica en el mar, hacia la parte Norte de Punta Coyotes, (Fig. 48) y aunque con ciertas incertidumbres se asociaron a la actividad de falla La Paz (Munguía, 1995).

Los mecanismos focales calculados para los dos eventos principales, y para las réplicas coinciden con la segunda opción encontrada para los eventos reportados en Munguía (1992), (Fig. 51), de lo que se deduce una relación genética entre ambos. Actualmente continua el monitoreo de la actividad sísmica de esta región, y se reporta actividad microsísmica frecuente (Cruz Falcón, *et al.* 1997). Aquí es importante destacar que sistemáticamente la actividad sísmica se localiza concentrada en dos regiones: en la parte norte y oriental de la isla Espíritu Santo, y en la sierra de Las Cruces (Fig. 48). Toda la actividad sísmica se ha asociado a la Falla La Paz, aunque los epicentros no muestran una relación con la traza propuesta, por lo menos para Punta Coyotes; además, que los mecanismos focales muestran desplazamientos verticales mas que horizontales, como se había propuesto para esta estructura. Es por ello que, en este trabajo, los epicentros localizados en la sierra de las Cruces se interpretan como asociados a la actividad del sistema de falla San Juan de Los Planes la cual presenta evidencias de actividad reciente, y posiblemente aunado a un sistema menor con dirección NW-SE. Por otro lado, los epicentros localizados al Norte y oriente de la isla Espíritu Santo, se han relacionado con la prolongación al Norte de falla La Paz (Munguía *et al.*, 1992; 1997; Munguía Orozco, 1995; Cruz Falcón *et al.* 1997); sin embargo en este trabajo se interpreta que la actividad sísmica reciente se asocia con un grupo de fallas normales subparalelas que cortan la costa oriental de la isla, descritas en Hausback (1984) y Aranda Gómez y Pérez Venzor (1986). Estas fallas se orientan $N30^\circ W$, con fuerte inclinación ($\sim 85^\circ$) al Este y presentan desplazamientos de ~ 100 m. Su posible



prolongación al norte, en el mar, se menciona en Nava Sánchez *et al.* (1997), quienes muestran perfiles batimétricos en los que interpretan desplazamientos de sedimentos recientes, como evidencia de fallamiento actual (Fig. 48). Por otro lado, las soluciones de los mecanismos focales encontrados para las fallas principales y los microsismos, confirman esta interpretación, ya que muestran planos orientados NNW-SSE, con desplazamiento normal hacia el Este, coincidente con las fallas principales de la isla (Fig. 48). Además con sentido opuesto a la interpretación para la falla La Paz, que es con el bloque caído al Oeste (Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1986; 1988; 1989).

La Falla La Paz forma el borde occidental del Bloque Cristalino Sierra La Victoria, y en los últimos trabajos se interpreta (Hausback, 1984; Aranda Gómez y Pérez Venzor, 1988) que esta falla es de tipo normal, con el bloque caído hacia el Oeste. Durante el desarrollo de este estudio se obtuvieron tres muestras de rocas graníticas, que corresponden al bloque de piso de esta falla, localizadas cercanas a la traza propuesta, para realizar un estudio de termocronometría del Bloque Cristalino. Las tres muestras fueron analizadas con la técnica de huellas de fisión en apatitos, arrojando edades de enfriamiento Cretácicas (75 - 79 Ma). Estas edades muestran que el bloque no ha tenido un levantamiento significativo, desde este tiempo, apoyado por el comportamiento de las longitudes promedio de las huellas de fisión ($12.50 - 12.75 \mu\text{m}$), que se asocian a un levantamiento lento (Geladow *et al.*, 1986). El comportamiento relativamente estable, desde el Cretácico, para lo que sería el bloque de piso de la Falla La Paz, no apoya la presencia de esta estructura.

Los alineamientos transpeninsulares a los que se relaciona la traza de falla La Paz, no definen que se trate de una zona de falla, y en su mayor parte están compuestos por contactos ígneos entre las rocas cristalinas.

En el área cartografiada no se encontró una gran zona de falla que pueda relacionarse con la Falla La Paz, como se había interpretado. En cambio se encontraron tres planos discretos de deformación milonítica.

La deformación dúctil asociada a la traza propuesta para la Falla La Paz muestra características de origen magmático, en la región estudiada.

La ausencia de rocas volcánicas sobre las cristalinas, es probable que se asocie a que durante el volcanismo, el extremo sur de la península de Baja California hubiese sido un bloque levantado, provocando depósito mínimo en las rocas cristalinas.

Existe frecuente actividad sísmica asociada al extremo sur de la península de Baja California, pero esta actividad no se asocia a la traza propuesta de la Falla La Paz.

La termocronometría por huellas de fisión en las rocas graníticas asociadas a la traza inferida de la Falla La Paz, no apoya la presencia de una falla en esta región.

Por último, es importante enfatizar que la Falla La Paz, como ha sido interpretada por otros autores, no concuerda con el marco tectónico regional del extremo Sur de la península de Baja California, ya que éste tiene un dominio marcado por fallamiento eminentemente normal, de alto ángulo, con dirección aproximada N-S y extensión hacia el Este.

VIII.- CONCLUSIONES

-- La deformación dúctil presenta tres etapas (D_1 , D_2 , D_3), por lo menos, y afecta a la mayor parte de las rocas cristalinas cartografiadas. D_1 es la etapa más extendida en el área de estudio, y muestra principalmente características de un origen por flujo magmático, en las rocas graníticas, y por deformación en estado sólido en las rocas metasedimentarias. D_2 y D_3 afloran ocasionalmente, D_2 presenta una fábrica de alto grado, y D_3 tiene fábrica dúctil-quebradiza.

-- La deformación quebradiza está sobrepuesta a la dúctil, y comprende diaclasas y fallas. Las diaclasas son especialmente abundantes en los cuerpos graníticos, en tres direcciones casi ortogonales que controlan parcialmente su estructura. Las fallas son: San Juan de Los Planes, y un sistema NW-SE, que reflejan las condiciones regionales de deformación, asociadas con la frontera entre las placas Norteamérica y Pacífico.

-- La Falla San Juan de Los Planes forma parte de un sistema de fallas NNW, que disectan el extremo sur de la península de Baja California, generando deformación estilo *Basin and Range*.

-- El sistema NW-SE está compuesto por varias fallas individuales, con deslizamientos laterales, desplazando al sistema de San Juan de Los Planes, y posiblemente fue generado en el Plioceno.

-- La deformación quebradiza ocurrió en condiciones someras de presión y temperatura, en presencia de abundante agua, posiblemente meteórica, durante este proceso fue muy importante la alteración hidotermal.

-- La sismicidad regional se asocia principalmente a las fallas NNW, y en el área considerada en este estudio a la falla San Juan de Las Planes. Fallas con esta orientación representan el mayor riesgo sísmico para la región, aunque no se descarta la posibilidad de que el sistema NW-SE también genere sismos.

-- Los resultados de termocronometría por huellas de fisión en apatitos, indican edades discordantes para los extremos del Bloque Cristalino Sierra La Victoria, apoyando un fuerte basculamiento hacia el Oeste. En el extremo oeste muestran que no ha habido levantamiento notable desde el Cretácico, lo cual no apoya la presencia de la Falla La Paz. Hacia el extremo Este, las edades de enfriamiento indican que la extensión en el sur de la Provincia Extensional del Golfo inició entre los 9-11 Ma.

-- No se observó una gran zona de falla con rumbo NNW, con echados al Oeste, que pueda ser identificada como la propuesta Falla La Paz. Además, el trabajo de campo, análisis de la deformación y fechamiento por AFT, no requiere la presencia de la Falla La Paz, por lo cual se concluye que: Si esta estructura existe, es inactiva y no tiene un papel importante en la evolución tectónica del extremo sur de la Provincia Extensional del Golfo.

IX. LITERATURA CITADA

- Anderson, D.L. 1971. "The San Andreas fault". *Scientific American*. 225: 52-66.
- Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, Ortlieb, L. y Rangin, C. 1981. "Fault tectonics of the Baja California peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico." *Journal of Structural Geology*. 3(4): 347-357 p.
- Aranda Gómez, J. J. y Pérez Venzor, J. A. 1986. "Reconocimiento geológico de las Islas Espíritu Santo y La Partida, Baja California Sur." Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista* 6(2): 103-116 p.
- Aranda Gómez, J. J. y Pérez Venzor J. A. 1988. "Estudio Geológico de Punta Coyotes, Baja California Sur." Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista* 7(1): 1-21 p.
- Aranda Gómez, J. J. y Pérez Venzor J. A. 1989. "Estratigrafía del complejo cristalino de la región de Todos Santos, Estado de Baja California Sur". Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista* 8(2): 149-170 p.
- Arzate Flores, J. A. 1986. "Geophysical reconnaissance for geohydrological evaluation in the La Paz-El Carrizal valley, Baja California Sur, Mexico". Delft, The Netherlands, International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC): pp. 60.
- Atwater, Tanya. 1970. "Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America." *Geological Society of America Bulletin* 81: 3513-3536 p.
- Bottjer, D.J. y Link, M.H. 1984. "A synthesis of late Cretaceous southern California and northern Baja California paleogeography". *En*: Crouch, J.K. and Bachman, S.B., eds. 1984. *Tectonics and sedimentation along the California margin*. Pacific Section S.E.P.M., 38: 171-188 p.
- Beal, C.H. 1948. "Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, México". *Geological Society of America. Memoir* 31. 138 pp.

- Bohannon, R. G. y Parsons, T. 1995. "Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions." *Geological Society of America Bulletin* 107: 937-959 p.
- Campa, M. F. and P. J. Coney. 1983. "Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico". *Canadian Journal of Earth Sciences* 20: 1040-1051 p.
- Carrillo Chávez, A. y Gaytán Morán. 1986. "Modelo geométrico tridimensional para la evolución neotectónica del graben de La Paz, Baja California Sur". *GEOS. Unión Geofísica Mexicana. Resúmenes y programa de la Reunión Anual. Número extraordinario.* p. 16. Resumen
- Cruz Falcón A., Mayer Geraldo, S., Munguía Orozco, L. y Valdéz López, T. 1998. "Red sísmica temporal de La Paz: Boletín de información sísmica (Noviembre - Diciembre de 1996)". *GEOS, Unión Geofísica Mexicana.* 18(1): 11-15 p.
- Curry, J. R., Moore, D.G., Kelts, K. y Einsele, G. 1982. "Tectonics and geological history of the passive continental margin at tip of the Baja California Peninsula". *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, D.C. vol. LXIV, part I:* 1089-1116 p.
- Curry, J. R. and D. G. Moore. 1984. "Geologic history of the mouth of the Gulf of California. Tectonics and Sedimentation along the California margin". *In Crouch J. K. and Bachman S. B. eds. "Tectonics and Sedimentation along the California Margin". Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section.* 38: 17-36 p.
- Davis, G.H. and Reynolds, S.J. 1996. "Structural Geology of rocks and regions". John Wiley & Sons, Inc. Second edition. New York. 776 pp.
- DeMets, C., Gordon, G.R., Stein, S. y Argus D.F. 1987. "A revised estimate of Pacific-North America motion and implications for western North America plate boundary zone tectonics." *Geophysical Research Letters* 14(9): 911-914 p.
- Díaz Lozano, E. 1922. "Sierra del Novillo o Trinchera, Distrito Sur, Baja California". En: *Comisión Exploradora del Pacífico (eds.) "Exploración en la Península de Baja California". Instituto Geológico de México.* 39: 71-93 p.

- Evans, J. P. 1988. "Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels".
Journal of Structural Geology 10: 437-443 p.
- Foster, D. A., Gleadow, J.W., Reynolds, S.J. and Fitzgerald, P.G. 1993. "Denudation of metamorphic core complexes and the reconstruction of the transition zone, West Central Arizona: Constraints from fission tracks thermochronology." *Journal of Geophysical Research* 98(B2): 2167-2185 p.
- Gastil, R. G., Phillips, R.P. y Allison, E.C. 1975. "Reconnaissance Geology of the State of Baja California". Geological Society of America Memoir 140, 170 pp.
- Gaitán Morán, J. 1986. "La teledetección de algunos rasgos sobresalientes indicadores de la presencia de la falla El Carrizal y su actividad cuaternaria en Baja California Sur, México". GEOS. Unión Geofísica Mexicana. Resúmenes y programa de la Reunión Annual. Resumen.
- Glazner, A. F. and Bartley, J.M. 1991. "Volume loss, fluid flow and state of strain in extensional mylonites from central Mojave Desert, California." *Journal of Structural Geology* 13: 587-594 p.
- Gleadow, A. J. W., Duddy, I.R., Green, P.F. and Lovering, J.F. 1986. "Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis". *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 94: 405-415 p.
- Goddard, J. V. and Evans, J.P. 1995. "Chemical changes and fluid-rock interactions in faults of crystalline thrust sheets, northwestern Wyoming, U.S.A." *Journal of Structural Geology*. 17(4): 533-547 p.
- Hamilton, W. 1971. "Recognition on space photographs of structural elements of Baja California". U.S. Geological Survey, Professional Paper 718, 26 pp.
- Hausback, B. P. 1984. "Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico". *In*: Frizzell, V. A, Jr. "Geology of the Baja California Peninsula". Pacific Section S.E.P.M. 39: 219-236 p.

- Henry, C. D. 1989. "Late Cenozoic Basin and Range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California". *Geological Society of America Bulletin* 101(9): 1147-1156 p.
- Higgins, M. W. 1971. "Cataclastic rocks". U.S. Geological Survey Professional Paper 687: 97 pp.
- Hippert, J. F. 1998. "Breakdown of feldspar, volume gain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic grade shear zone". *Journal of Structural Geology*. 20(2-3): 175-193 p.
- INEGI. 1983. Carta topográfica La Paz (G12D83), escala 1:50 000, SPP, México.
- INEGI. 1983. Carta topográfica San Antonio (F12B83), escala 1:50 000, SPP, México.
- Lonsdale, P. 1991. "Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California". *In* Dauphin, J. P. and Simoneit, B. T. eds. "Gulf and Peninsular Province of the Californias". American Association of Petroleum Geologists Memoir. 47: 87-125 p.
- Mammerickx, J. y. Klitgord, K. M. 1982. "Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the Present". *Journal of Geophysical Research*. 87: 6751-6759 p.
- Martínez-Gutiérrez, G. and Parvinder, Sethi S. 1997. "Miocene-Pleistocene sediments within the San José del Cabo Basin, Baja California Sur, México". *In* Johnson, M.E., and Ledesma Vázquez, J. eds. "Pliocene Carbonates and Related Facies Flanking the Gulf of California, Baja California, México". Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 318: 141-166 p.
- McCloy, C. 1984. "Stratigraphy and depositional history of the San José del Cabo Through, Baja California Sur, México". *In*: Frizzell, V. A, Jr. ed. "Geology of the Baja California Peninsula". Pacific Section S.E.P.M. 39: 267-273 p.

- Mina, V. F. 1957. "Bosquejo geológico del Territorio Sur de la Baja California". Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. 9: 129-269 p.
- Molnar, P. 1973. "Fault plane solutions of earthquakes and direction of motion in the Gulf of California and on the Rivera Fracture Zone". Geological Society of America Bulletin 84: 1651-1658 p.
- Munguía-Orozco, L., Gaitán Morán, J., Wong O., Victor y Mayer Sergio. 1992. "Microsismicidad en la zona norte de la falla La Paz, Baja California Sur, México." Geofísica Internacional. 131(3): 279-287 p.
- Munguía Orozco, L. 1995. "El temblor de La Paz, Baja California Sur, del 30 de junio de 1995". Reporte Técnico CICESE.
- Munguía Orozco, L., Navarro, M.S., Valdéz, L.T. y Farfán, M. 1995. "Estudio de las réplicas del temblor de La Paz, Baja California Sur, del 30 de junio de 1995". Geos. Unión Geofísica Mexicana. 15(2): 53. Resumen.
- Munguía Orozco, L., Valdés López, T., Navarro Sánchez M., Cruz Falcón A., Mayer Geraldo S. 1997. "Red sísmica temporal de La Paz: Boletín de información sísmica (septiembre-octubre de 1996)". GEOS, Epoca II. 17(1): 23-28 p.
- Munguía Orozco, L. 1997. "Microearthquakes studies in La Paz, Baja California Sur, México". 92 nd. Annual Meeting of the Seismological Society of America. Honolulu, Hawaii, april 9-11, 1997.
- Nava Sanchez, E., Gorsline, D., Cruz-Orozco, R. y Godínez-Orta, L. 1997. "Tectónica activa a lo largo de la margen occidental del Golfo de California". GEOS. Unión Geofísica Mexicana. 17(4): 288. Resumen.
- Normark, P. and Curray, J. R. 1968. "Geology and structure of the tip of Baja California, Mexico". Geological Society of America Bulletin. 79: 1589-1600 p.
- O'Hara, K. and Blackburn, W.H. 1989. "Volume-loss for trace-element enrichments in mylonites". Geology. 17: 524-527 p.

- O'Hara, K. 1998. "Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina, U.S.A." *Tectonophysics*. 156: 21-36 p.
- Ortega Gutiérrez, F. 1982. "Evolución magmática y metamórfica del complejo cristalino de La Paz, Baja California Sur". *Sociedad Geológica Mexicana. Convención Geológica Nacional*. 6. Programas y resúmenes. Pág. 90. (resumen).
- Pantoja Alor, J. y Carrillo Bravo, J. 1966. "Bosquejo Geológico de la región Santiago-San José del Cabo, Baja California Sur". *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. 18: 1-12 p.
- Paterson, S. R., Vernon, R.H. and Tobisch, O.T. 1989. "A review of criteria for identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids". *Journal of Structural Geology*. 11(3): 349-363 p.
- Rendón Márquez, G. 1995. "Técnicas petrográficas para el estudio de rocas y sedimentos en el laboratorio de petrología del CICESE. Informe técnico. Comunicaciones académicas, Serie Geología, CICESE 33 pp.
- Rollinson, H. R. 1993. "Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation". New York, Longman Scientific y Technical.
- Rusnak, G. A., Fisher, R. J. and Shepard, F.P. 1964. "Bathymetry and Faults of the Gulf of California". *In* Van Andel, F. H. and Shor, G. G. eds. "Marine Geology of the Gulf of California". American Association of Petroleum Geologists. Memoir 3: 59-75 p.
- Sawlan, M. G. and Smith, J. G. 1984. "Petrologic characteristics, age and tectonic setting of neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico". *In* Frizzell, V.A. Jr. ed. "Geology of the Baja California Peninsula". Pacific Section, S.E.P.M. 39: 237-251 p.
- Sawlan, M. G. 1991. "Magmatic evolution of the Gulf of California rift". *In* Dauphin, J. P. and Simoneit, B.T., eds. "The Gulf and Peninsular Province of the Californias". American Association of Petroleum Geologists. Memoir 47: 301-369 p.

- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F. and Speed, R.C. 1993. "Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico". Boulder, Colorado, Geological Society of America. Special Paper 278, 142 pp.
- Schwennicke, T., González Barba, G. y De Anda Franco, N. 1996. "Lower Miocene marine and fluvial beds at rancho La Palma, Baja California Sur, México". Bol. Depto. Geol. Uni-Son. 13(1): 1-14 p.
- Spencer, J. E. and Normark, W. R. 1979. "Tosco-Abreojos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico." *Geology* 7(11): 554-557 p.
- Stock, J. M. and Hodges, K. V. 1989. "Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate". *Tectonics* 8(1): 99-115 p.
- Stock, J. M. and Hodges, K. V. 1990. "Miocene to Recent structural development of an extensional accommodation zone, northeastern Baja California, México". *Journal of Structural Geology*. 12(3): 315-328 p.
- Szabo, B. J., Hausback, B.P. and Smith, J.T. 1990. "Relative inactivity during the last 140 000 years of a portion of La Paz fault, southern Baja California, Mexico." *Environ. Geol. Water Sci.* 15(2): 119-122 p.
- Todd, V.R., Erskine y Morton, D.M. 1988. "Metamorphic and tectonic evolution of the northern Peninsular Ranges Batholith, southern California. Metamorphic and crustal evolution of the western United States. Rubey, W.G. Ernst, Prentice Hall. VII: 894-937 p.
- Twiss R.J. and Moores, E. M. 1992. "Structural Geology". New York, W.H. Freeman & Company. New York. 532 pp.
- Wise, D. U., Dunn, D. E., Engelder, J.T., Geiser, P.A., Hatcher, R.D., Kish, S.A., Odom, A.L., Schamel, S. 1984. "Fault-related rocks - suggestions for terminology". *Geology*. 12: 391-394 p.

ANEXOS

Anexo A. Corresponde al mapa geológico del área de estudio, en escala 1:50 000. Es presentado de forma individual a esta tesis, en la contraportada.

Anexo B. Resultados de los análisis por fluorescencia de rayos X.

Muestra %	137 Salb. 190 Salb. 142E Salb. 144 Salb. 169 sana LV-1 sana 196 sana 189 sana 191 sana 166 Salb. 157A Salb. 157B Salb. CD-1 sana		166 Salb. 157A Salb. 157B Salb. CD-1 sana		166 Salb. 157A Salb. 157B Salb. CD-1 sana		166 Salb. 157A Salb. 157B Salb. CD-1 sana						
	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Tonalita	Tonalita	Tonalita	Tonalita			
SiO2	67.13	62.94	84.1	71.86	72.9	71.91	69.43	71.78	69.65	42.92	59.71	60.78	57.53
TiO2	0.08	0.21	0.09	0.13	0.11	0.15	0.29	0.15	0.25	0.12	0.46	0.54	0.78
Al2O3	12.24	14.78	9.85	14.97	15.36	15.71	16.22	15.52	16.04	9.89	15.31	15.94	17.57
Fe2O3	1.44	1.83	0.85	1.34	1.13	1.45	2.24	1.36	2.22	2.24	3.69	4.72	7.55
MnO	0.09	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04	0.08	0.04	0.05	0.12
MgO	0.23	1.43	0.13	0.32	0.28	0.38	0.86	0.37	0.81	0.99	2.71	2.63	3.62
CaO	7.87	5.96	0.61	1.46	2.22	2.15	3.27	2.1	2.97	22.58	2.74	3.43	6.75
Na2O	1.28	1.73	0.87	4.95	4.46	5	4.68	4.75	4.72	1.25	1.33	2.02	3.62
K2O	1.45	2.13	1.24	2.69	2.85	2.04	1.81	2.46	1.73	2.24	3.54	3.16	1.26
P2O5	0.02	0.06	0.03	0.04	0.02	0.04	0.08	0.05	0.07	0.03	0.09	0.11	0.16
PXC	8.51	9.71	3.01	1.32	0.5	0.72	0.52	0.55	0.58	18.59	10.68	7.52	0.57
SUMA	100.34	100.82	100.79	99.11	99.85	99.59	99.44	99.1	99.07	100.94	100.28	100.91	99.52

ppm	137 Salb. 190 Salb. 142E Salb. 144 Salb. 169 sana LV-1 sana 196 sana 189 sana 191 sana 166 Salb. 157A Salb. 157B Salb. CD-1 sana		166 Salb. 157A Salb. 157B Salb. CD-1 sana		166 Salb. 157A Salb. 157B Salb. CD-1 sana		166 Salb. 157A Salb. 157B Salb. CD-1 sana						
	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito	Tonalita	Tonalita					
Rb	45	107	45	90	74	70	52	73	48	51	419	163	30
Sr	311	725	167	895	679	1143	1045	954	1209	121	210	169	505
Ba	688	470	693	1395	406	1239	877	1465	1270	623	439	324	566
Y	8	16	6	12	15	9	9	10	9	13	41	28	13
Zr	61	110	54	110	105	113	126	105	118	62	119	352	86
Nb	1	2	1	1	4	2	3	2	2	2	7	8	5
V	15	44	16	25	21	18	47	26	48	24	68	89	192
Cr	54	44	209	140	181	227	204	231	225	99	49	99	223
Co	1	4	1	2	3	3	5	2	6	4	8	8	24
Ni	6	8	13	11	11	11	12	11	13	1	8	9	32
Cu	52	53	70	60	59	62	57	60	56	28	47	43	152
Zn	29	49	21	37	34	36	38	21	52	29	75	139	80
Th	2	3	nd	0	11	1	3	1	2	3	9	10	5
Pb	25	18	10	26	23	25	16	20	14	11	15	14	8

Anexo A

Nota: PXC: pérdidas por calcinación, nd: no detectado