



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**ESTUDIO GEOLÓGICO-GEOQUÍMICO DEL BORDE ORIENTAL DEL
BLOQUE DE LOS CABOS BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS
(G E O L O G Í A)

P R E S E N T A

JOSÉ ANTONIO PÉREZ VENZOR

TUTOR: DR. PETER SCHAAF, INSTITUTO DE GEOFÍSICA

MÉXICO D.F., FEBRERO DEL 2013



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA



Ciudad Universitaria

C.P. 04510 México, D.F.

Deleg. Coyoacán

OFICIO/PCT/BEMO/495/05.

Asunto: Aprobación de título, asesor de Tesis y jurado para examen de grado.

JOSE ANTONIO PEREZ VENZOR
Estudiante de Doctorado
Geoquímica
Presente.

El Comité Académico del Posgrado, reunido en sesión ordinaria el día 26 de abril del año en curso, analizó y APROBO el tema de tesis titulado "Estudio geológico-geoquímico del borde oriental del bloque de los Cabos, Baja California Sur, México" y a los siguientes investigadores como su jurado para examen de grado.

Dr. Fernando Ortega Gutiérrez	Presidente
Dr. Jaime Roldán Quintana	Vocal
Dr. Jorge Aranda Gómez	Vocal
Dr. Harald Böhnelt	Vocal
Dr. Peter Schaaf	Secretario
Dr. Gustavo Tolson Jones	Suplente
Dr. Thierry Calmus	Suplente

Así mismo le informo que el Dr. Peter Schaaf, fue designado como su asesor de tesis.

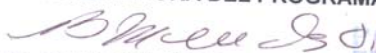
Sin otro particular por el momento, reciba un cordial saludo.

Atentamente.

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Ciudad Universitaria a 29 de abril del 2005.

LA COORDINADORA DEL PROGRAMA


DRA. BLANCA E. MENDOZA ORTEGA

C.c.p.- Archivo

Centros de Ciencias de la Atmósfera y de Geociencias, Institutos de Investigaciones en Matemáticas Aplicadas y en Sistemas, Geofísica, Geología y Geografía, Tel. 56224130, 56224137 y 56224324 Ext. 122
Fax: 56224097 y 56224326

DEDICATORIA

Con Amor y Respeto para:

Beatriz mi esposa y compañera de toda mi vida

Mis hijos

José Antonio

Gustavo

José Guadalupe

Antonio de Jesús

Por todo lo que representan para mi

Mis Padres

Socorro y José

Mis Hermanos

Gregorio

Jaime

Juan

Jorge

En ellos encontré siempre apoyo para salir adelante

**La grandeza de las rocas esta en la pequeñez de sus
afloramientos**



**El Creador del Universo nos dio la oportunidad de
descubrirlo**

RESUMEN

La región meridional de la Península de Baja California, en este trabajo, se denomina Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz y con base en sus rasgos orográficos, geológicos, geomorfológicos y tectónicos se propone dividirla en siete subregiones: Todos Santos, Sistema Montañoso Central o Bloque Los Cabos, Cuenca San José del Cabo, Bloque La Paz, Sierra La Gata, Cuenca San Juan de los Planes y Bloque La Trinidad.

Los resultados obtenidos provienen del estudio geológico-geoquímico realizado en el Borde Oriental del Bloque de los Cabos. La litología del área se agrupó en tres conjuntos litoestratigráficos informales: 1).-Complejo Metamórfico; 2).- Ensamble Plutónico; 3).- Rocas Sedimentarias.

El Complejo Metamórfico aflora de manera intermitente y define una franja burda con dirección N-S; las rocas que lo forman fueron agrupadas en un litodema metasedimentario y uno metaígneo. Las relaciones de campo y los rasgos petrográficos de las rocas metamórficas indican que fueron parte de una secuencia sedimentaria (posiblemente jurásica), formada principalmente por alternancia de sedimentos terrígenos cuarzo-feldespáticos y calcáreos intercalada con rocas ígneas máficas. La secuencia jurásica fue deformada y sometida a un metamorfismo regional en condiciones de grado medio que alcanzaron la parte alta de la facies de anfibolitas y el desarrollo de migmatitas. El magmatismo posterior propició el desarrollo de metamorfismo de contacto con formación de calcosilicatos y una nueva fase de migmatitas.

El Ensamble Plutónico incluye rocas pretectónicas, sintectónicas y postectónicas. Las características petrográficas fueron establecidas a partir de un total de 54 láminas delgadas que incluyen algunas muestras del Bloque La Trinidad. Conforme al criterio de Streckeisen las rocas van de cuarzodiorita hasta granito. En general, son rocas con contenido bajo de cuarzo y presentan texturas que varían de alotriomórficas, hipidiomórficas y panidiomórficas granulares de fino a grueso, que reflejan procesos de cristalización fraccionada y asimilación-cristalización fraccionada.

Las rocas sedimentarias del área de estudio son de origen continental y marino de las formaciones Los Barriles y El Chorro, que pertenecen a la cuenca de San José del Cabo de edad terciaria.

Los resultados de la geoquímica de elementos mayores y elementos trazas de las 28 muestras analizadas indican que las rocas son calcoalcalinas, con valores de SiO_2 entre 52 y 75% de peso y un contenido de medio a alto de K_2O . La mayoría de ellas son de carácter

peraluminoso, y una minoría es metaluminosa. El diagrama AFM define un patrón típico de rocas pertenecientes a la serie calcoalcalina o subalcalinas. Son rocas del campo de granitos de arcos volcánicos (volcanic-arc granites, VAG). Las tierras raras presentan un patrón típico de rocas asociadas con procesos de subducción, con participación de la corteza continental y del manto en su génesis.

Los datos isotópicos de Rb-Sr y Sm-Nd de 14 muestras de rocas plutónicas sin deformar calculadas para 80 Ma presentan relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ que varían de 0.70452 a 0.70756 y entre 0.51231 y 0.51255 respectivamente. Implican participación de una fuente derivada del manto y de materiales corticales en diferentes estadios de evolución.

Las edades modelo de Nd (T_{DM}) muestran un amplio rango, dando evidencia que diferentes materiales corticales fueron involucrados en su origen. Las relaciones ϵNd vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ definen dos poblaciones: una presenta los valores más negativos de ϵNd (-4.5) y más elevados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70756) y corresponde al campo de corteza continental antigua. La segunda con valores de ϵNd de -2.1 a -2.4 y relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.70488 hasta 0.70596 que la ubica en el campo de corteza continental superior joven.

Notables excepciones son el ortogneis Boca de La Sierra y el gneis anfibolítico la Palma, con valores iniciales de ϵNd entre -6.9 y +6.1 y de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.72223 y 0.70488, respectivamente. Las rocas de Cabo Pulmo caen en el campo cercano a la composición inicial (condrítica) de la Tierra y están relacionadas a rocas derivadas de magmas poco evolucionados o con poca contaminación.

En general, las características geoquímicas de las rocas del área de estudio y de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz son semejantes, excepto las rocas gabroicas de la Sierra El Novillo que indican una asociación a magmas con un origen mantélico poco evolucionadas.

Se reportan 15 nuevos fechamientos, obtenidos por Rb-Sr y Sm-Nd, en minerales y roca entera, así como varios fechamientos con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para algunas de las rocas previamente fechadas con Rb-Sr. Las edades obtenidas a partir de biotita-roca entera por el método Rb-Sr varían de 77.3 ± 1.5 Ma a 58.7 ± 1.15 Ma. El intrusivo Buenos Aires dio una edad de 109 ± 7 Ma con el método de Sm-Nd en granate y roca entera y por el método de Rb-Sr en muscovita-roca entera la edad fue de 73.2 ± 1.4 Ma. En el caso de las rocas de Cabo Pulmo un fechamiento por $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en biotita, resultó en una edad de 77.7 ± 2.8 Ma.

Biotitas de las rocas metamórficas (ortogneis Boca de La Sierra y gneis anfibolítico La Palma), dieron edades de 75.5 ± 1.5 Ma y $73.8 \text{ Ma} \pm 1.45$ Ma.

La isócrona de Rb-Sr calculada de cuatro rocas del arroyo La Palma da una edad de 79 ± 12 Ma con valor inicial de $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ de 0.70590 ± 0.00035 , mientras que la isócrona para siete muestras del arroyo Buenos Aires dio una edad parecida de 80.8 ± 2.6 Ma con un valor inicial $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ de 0.70680 ± 0.00072 . Ambos valores indican la edad de cristalización magmática y también representan un pulso magmático regional en la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz.

Los rasgos estructurales del área de estudio están relacionados con una tectónica compresiva, reflejada en las rocas del Complejo Metamórfico, así como con la tectónica extensional de Cuencas y Sierras y del Golfo de California, expresada por fallas frágiles que no solamente afectaron el área sino a toda la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. La deformación frágil define dos dominios principales: uno con orientación WNW, denominado sistema de fallas transverso, y otro con orientación N-S que corresponde al sistema de la falla San José del Cabo, el cual es el rasgo más prominente que afecta a las rocas del ensamble plutónico y metamórfico y las pone en contacto con las rocas sedimentarias de la cuenca San José del Cabo.

La distribución de las rocas plutónicas en la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz, en Sinaloa y en las Sierras Peninsulares es semejante. Las rocas antiguas son gabroicas con edades de 129 Ma a 116 Ma y afloran al occidente; al NE dominan tonalitas y granitos con edades de 104 Ma a 90 Ma y al centro - oriente dominan tonalitas, granodioritas y granitos con edades entre 78 y 58 Ma. También comparten una historia evolutiva común con el occidente de México. El Triásico inició con un ambiente de tipo margen pasivo y después cambió a un margen activo en el Jurásico, con el desarrollo de arcos magmáticos durante el Cretácico y Cenozoico. La actividad magmática se desarrolló en todo el occidente de México con una migración evidente hacia el oriente entre 129 y 58 Ma. Posteriormente, en el Cenozoico la región fue afectada por la tectónica extensional de Cuencas y Sierras y finalmente por la tectónica extensional de Golfo de California.

La semejanza geológica de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz con las rocas de Sinaloa y Jalisco, implica una posición geográfica cercana entre ellas hasta antes de la apertura del Golfo de California.

Las características litológicas (rocas metamórficas y plutónicas), grado metamórfico, relaciones de campo (exocontactos y endocontactos), rasgos petrográficos (textura y

mineralogía) y características geoquímicas (elementos mayores, elementos traza, tierras raras y relaciones isotópicas) del área de estudio y en general de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz, corresponden a un sistema orogénico, asociado a márgenes convergentes oblicuos con presencia de zona de cizalla cortical.

La Provincia Complejo Plutónico de La Paz, actualmente muestra diferentes niveles de la anatomía de un batolito desarrollado en un ambiente de un margen continental.

ABSTRACT

A STUDY ON THE GEOLOGICAL-GEOCHEMICAL EVOLUTION OF THE LOS CABOS BLOCK EASTERN MARGIN IN BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO.

In the present work the southern region of the Peninsula of Baja California is denominated "The Geological Province of the La Paz Plutonic Complex". Considering its orographic, geologic, geomorphologic and tectonic characteristics, a seven subregion subdivision is proposed: Todos Santos, Central Mountain System or Los Cabos Block, San Jose del Cabo Basin, La Paz Block, La Gata Mountain Range, San Juan de Los Planes Basin and La Trinidad Block.

The results were obtained from geological-geochemical studies performed in the Eastern Los Cabos Block. The lithology of the area was classified into three informal groups: 1) Metamorphic Complex; 2) Plutonic Assemblage; 3) Sedimentary Rocks.

The Metamorphic Complex is heterogeneously displayed and defines a rough N-S directed distribution. These rocks were grouped into a metasedimentary and a metaigneous lithodeme. The observed field relationships as well as the petrographic features of these metamorphic rocks show that they were formerly part of a sedimentary sequence (possibly Jurassic in age), formed mainly by alternating terrigenous, quartz-feldspatic, calcareous and mafic protoliths. The sequence was deformed and affected by a medium grade regional metamorphism that reached the upper amphibolite facies and the development of migmatites. The plutonic assemblage includes pre-tectonic, syntectonic and post-tectonic rocks. The petrographic characteristics were established from a total of 54 thin sections that include some La Trinidad Block samples. Applying the Streckeisen criteria, the rocks range from quartzdiorite to granite. In general, these rocks are low in quartz content and they show fine to coarse-grained alliotromorphic, hypidiomorphic and panidiomorphic texture and evidence for fractional crystallization and assimilation (AFC) processes involved.

The sedimentary rocks of the study area are of continental and marine origin from the Tertiary Los Barriles and El Chorro formations, which belong to the San Jose del Cabo basin.

Major and trace element geochemistry data of the 28 samples display a calcalkaline character with SiO₂ contents between 52 and 75 wt. % and medium to high K₂O contents. The majority of them are peraluminous in character and a minor part shows a metaluminous behavior. In the AFM diagram the rocks define a typical calcalkaline to subalkaline trend and in tectonic discrimination diagrams such as Y+Nb vs Rb, they are part of the volcanic arc granite field

(VAG). The rare earth element patterns are typical for rocks associated to subduction processes that involve continental crust and the mantle sources.

The Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data of 14 undeformed plutonic rock samples show initial (@ 80 Ma) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ from 0.70452 to 0.70756 and between 0.51231 and 0.51255, respectively.

The Nd model ages (T_{DM}) show a wide range between 0.7 and 2.7 Ga, which gives evidence for heterogeneous crustal components involved in magma generation processes. In the ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram two rock populations can be distinguished: the first one shows more negative ϵNd parameters (between -3 and -4.5) and higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7058 - 0.70756) and corresponds to the arroyo Buenos Aires rocks, situated in the continental crust field in this diagram. The second group includes the arroyo La Palma rocks and is defined by chondritic to slightly continental ϵNd and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values, indicative for younger continental crust involved.

Remarkable exceptions are displayed by two metamorphic rocks: the Boca de la Sierra orthogneiss and the La Palma amphibolitic gneiss, which show initial ϵNd values of -6.9 and +6.1 and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ from 0.72223 to 0.70488, respectively. The Cabo Pulmo rocks show Sr and Nd isotopic ratios close to the chondritic values and represent the magmatically least involved members of the Los Cabos Block granitoids.

In general, the geochemical and isotopic characteristics of the study area rocks as well as those from the “Geological Province of the La Paz Plutonic Complex” are quite similar with the exception of the gabbroic rocks from Sierra del Novillo, which are directly related to upper mantle derived magmas with only minor crustal assimilation.

Fifteen new age determinations with the Rb-Sr and Sm-Nd methods in minerals and whole rocks are presented in this work as well as several mineral ages obtained with the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique on materials previously dated with Rb-Sr. The Rb-Sr biotite-whole rock ages vary from 77.3 ± 1.5 to 58.7 ± 1.15 Ma. From a metamorphosed intrusive from the arroyo Buenos Aires a Sm-Nd garnet – whole rock age of 109 ± 7 Ma was obtained together with a Rb –Sr muscovite-whole rock age of 73.2 ± 1.4 Ma from the same sample. Biotites from other metamorphic rocks (Boca de La Sierra orthogneiss and La Palma amphibolitic gneiss) show Rb-Sr ages between 75.5 ± 1.5 Ma and 73.8 ± 1.45 Ma. From Cabo Pulmo this work presents a biotite $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ age of 77.7 ± 2.8 Ma.

A Rb-Sr isochron calculated from four whole rock samples of the arroyo La Palma granitoids yielded an age of 79 ± 12 Ma with an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of 0.70590 ± 0.00035 , and a seven point

isochron from arroyo Buenos Aires rocks gave a similar age of 80.8 ± 2.6 Ma with an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of 0.70680 ± 0.00072 . Both ages correspond to the magmatic crystallization event and represent also a regional magmatic pulse in the La Paz Plutonic Complex.

The structural geology in the metamorphic complex of the study area is related to a compressive tectonic regime. Extensional Basin and Range and Gulf of California type tectonics are displayed in the rocks of the metamorphic complex as well as in the plutonic suite.

Brittle deformation defines two main dominions: one with WNW orientation presented in transverse faults, and a second one with N-S orientation that corresponds to the San Jose del Cabo Fault system. The latter constitutes the most prominent tectonic signature affecting the rocks of the plutonic and metamorphic assemblage and puts them in contact with the sedimentary rocks of the San Jose del Cabo basin.

The spatial distribution of the intrusive rocks of the La Paz Plutonic Complex is quite similar to those in Sinaloa and the Peninsular Ranges: The oldest rocks are of gabbroic type with ages between 129 My and 116 Ma with outcrops to the West. The NE part is dominated by tonalites and granites with ages from 104 Ma to 90 Ma (Las Cruces granite and Buena Mujer tonalite) while tonalites, granodiorites and granites with ages between 78 and 58 Ma are found in the central and oriental part. The La Paz complex rocks also share a common evolutionary history with western Mexico. It started in the Triassic with a passive margin environment that changed to an active type during the Jurassic. In Cretaceous and Cenozoic times the magmatic activity affected entire Cordilleran Mexico with an evident migration towards the east between 129 and 58 Ma. Lateron, during the Cenozoic, the region was affected by Basin and Range type extensional tectonics and finally by the extensional tectonics related to the opening of the Gulf of California.

The lithological characteristics (metamorphic and plutonic rocks), metamorphic levels, field relationships (exocontacts and endocontacts), petrographic characteristics (texture and mineralogy), and geochemical data (major elements, trace elements, and isotopic data) of the study area and in general of the La Paz Plutonic Complex Geological Province, correspond to an orogenic system associated to oblique convergent margins with the presence of crustal displacement shears.

Presently, the La Paz Plutonic Complex Geological Province shows the different anatomic levels of a batholith developed in a continental margin environment.

AGRADECIMIENTOS

A todas aquellas personas que con su colaboración hicieron posible la realización de este trabajo.

Al Dr. Peter Schaaf, director de este trabajo de tesis, por el apoyo, confianza y paciencia, durante todo el proceso de la investigación, revisión y corrección de las múltiples versiones del escrito así como por las respuestas a las dudas surgidas, los consejos, la motivación para la realización y terminación del trabajo y por la amistad cultivada durante el tiempo de esta investigación. Gracias Peter.

Al Dr. José Jorge Aranda Gómez con quien he realizado trabajo de campo desde hace varios años en la Región Meridional de la Península. Tiempo suficiente para compartir conocimiento y experiencia en el campo de la geología y de la vida misma así como cultivar una amistad. Gracias por el tiempo dedicado, su paciencia, apoyo y todos sus comentarios en la revisión y corrección de este trabajo. Gracias Aranda.

Al Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, por la revisión y comentarios al trabajo y por la confianza otorgada y quien a través de su producción científica ha influido en mi formación geológica. Gracias Dr. Ortega

Al Dr. Jaime Roldán Quintana quien a través del desarrollo de este trabajo manifestó siempre un interés en el mismo y brindo su apoyo científico y moral a través de sus consejos y aportaciones críticas en la revisión del trabajo y quien siempre ha manifestado su amistad sincera. Gracias Jaime.

Al Dr. Gustavo Tolson por la revisión del trabajo y la crítica constructiva así como por la amistad brindada durante este tiempo. Sus comentarios y aportación enriquecieron el documento de la tesis y me aclararon dudas en muchos aspectos de la geología estructural. Gracias Gustavo

Al Dr. Thierry Calmus por su revisión y aportación al presente trabajo sus críticas y comentarios enriquecieron el contenido del trabajo final. Gracias Thierry.

Al Dr. Harald Böhnelt por la revisión del trabajo los comentarios así como por el apoyo y la confianza en el desarrollo de este trabajo. Gracias Harald.

A Luis Herrera Gil quien reviso en varias ocasiones el escrito y dio sugerencias y comentarios para su mejoramiento. Gracias Luis

A Dr. Emigdio Z. Flores por la revisión del escrito, sugerencias y comentarios para su mejoramiento y quien con su amistad y convivencia en la UABCS siempre motivo el trabajo en equipo y con un enfoque diferente. Gracias Emigdio.

A Dr. Zoltan De Cserna como un reconocimiento a su trayectoria y aportación al desarrollo del conocimiento de la Geología de México y quien influyo en mi formación geológica. Gracias Dr Zoltan.

A todas las personas que de alguna manera participaron en esta investigación en especial Jesús Efraín Pérez Espinoza, Joel Hiraes Rochin, Rubén Amador Zúñiga, William Said González Castillo, Jesus Iván Maltos Zamora, que formaron parte del equipo de trabajo en campo y laboratorio durante el desarrollo de la investigación y compartieron conmigo las múltiples las caminatas realizadas para aclarar las dudas y dar respuestas a las interrogantes planteadas en la investigación realizada, a Rosario Cota, Edgar, Damián, Diana Paola, quienes me apoyaron durante el desarrollo de la fase final de gabinete con la elaboración de las figuras, diagramas. Gracias equipo.

A Consuelo Macías, Margarita Reyes, Rufino Lozano, Teodoro Hernández, Gabriela Solís, Elizabeth Hernández, Ofelia Morton, todos ellos personal de los Institutos de Geología y Geofísica de la UNAM por el apoyo en diferentes etapas técnicas y académicas de la investigación y con quienes establecí una amistad, a todos ellos gracias.

A los compañeros Armando Ortiz, José Martin operadores de vehículos terrestres de la UABCS de quienes obtuve siempre el apoyo y experiencia para acceder a los terrenos y lugares mas insólitos por caminos de terracería poco transitables y poder realizar la investigación. Gracias equipo.

A la UNAM por la formación académica recibida en sus aulas e Institutos. Por mi Raza Hablara el Espíritu.

A la UABCS que como parte del personal académico del Departamento de Geología me brindo la oportunidad de una superación académica y el desarrollo en el campo de la investigación y docencia en la Ciencia de la Geología. Gracias UABCS. Sabiduría como Meta, Patria como Destino.

A la SEP (PROMEP programa SUPERA) por su apoyo económico durante la realización de los estudios

**ESTUDIO DE LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICO-GEOQUÍMICO DEL BORDE ORIENTAL DEL
BLOQUE DE LOS CABOS, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO**

CONTENIDO

RESUMEN	I
ABSTRACT	V
AGRADECIMIENTOS	VIII
CONTENIDO	X
LISTA DE FIGURAS	XIV
LISTA DE TABLAS	XXIII
ANEXOS	XXIV
CAPÍTULO 1.- INTRODUCCIÓN	1
1.1.- LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA	1
1.2.- LA REGIÓN MERIDIONAL DE LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA	3
1.3.- UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	4
1.4.- SITUACIÓN ACTUAL DEL CONOCIMIENTO DEL ÁREA DE ESTUDIO	6
1.5.- HIPÓTESIS DE TRABAJO Y DEFINICIÓN DEL PROBLEMA	11
1.6.- JUSTIFICACIÓN	12
1.7.- OBJETIVO DEL TRABAJO	14
CAPITULO 2.- GEOLOGÍA DE LA PROVINCIA GEOLÓGICA COMPLEJO PLUTÓNICO DE LA PAZ (GEOLOGÍA REGIONAL)	15
2.1.- LITOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DE LA PROVINCIA GEOLÓGICA COMPLEJO PLUTÓNICO DE LA PAZ	15
2.1.1.- Complejos Metamórficos	15
2.1.1.A.- Complejo Metamórfico de Todos Santos (Cinturón Metamórfico Todos Santos)	15
Franja "A" (Gneis Tonalítico Buena Mujer)	16
Franja "B" (Pizarra y Filita)	18
Franja "C" (Milonitas)	18
Franja "D" (Gneis Anfibolítico y Metasedimentos)	22
2.1.1.B.- Complejo Metamórfico Sierra La Gata	24
Paragneis	25
Gneis Migmatítico	25
Migmatitas	25

Milonita	27
2.1.2.- Rocas Plutónicas de La Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz	30
2.1.2.A.- Ensamble Plutónico Pretectónico	30
Gneis tonalítico Buena Mujer	30
El Granito El Puerto	30
2.1.2.B. Rocas Intrusivas Máficas	32
Intrusivos Máficos en la Región de La Paz (El Novillo y La Palmilla)	32
Rocas Máficas en la Región de El Rosario a Todos Santos (intrusivos Veladero y Valle Perdido)	34
2.1.2.C.- Ensamble Plutónico Sintectónico a Postectónico	35
Granodioríta Regional	35
Tonalita Regional	37
Intrusivo La Junta	39
Granitos	39
2.1.2.D.- Sistema de diques	41
Diques Deformados	42
Diques sin deformación	42
2.1.3.- Rocas Volcánicas	46
2.1.4.- Rocas Sedimentarias	48
Rocas Sedimentarias Terciarias	48
Depositos Sedimentarios del Cuternario	48
2.2.- RASGOS ESTRUCTURALES DE LA PROVINCIA GEOLÓGICA COMPLEJO PLUTÓNICO DE LA PAZ	50
2.2.1.- Deformación dúctil.	50
Milonitas	50
Sistema Falla de La Paz	51
2.2.2.- Deformación Frágil	56
El Sistema de la Falla El Carrizal	56
El Sistema de la Falla San Juan de Los Planes	56
El Sistema de Falla La Gata	57
El Sistema de Falla San José del Cabo	57
El Sistemas de Fallas Transverso W-NW (Sistema de Fallas del Bloque de Los Cabos)	57
CAPÍTULO 3.- GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	60
3.1.- LITOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA	60
3.1.1.- Complejo Metamórfico	64
3.1.1.A.- Litodema Metasedimentario	64
3.1.1.A.1.- Unidad Portezuelo	64
3.1.1.A.2.- Unidad Calcosilicatos El Mezquite	66
3.1.1.B.- Litodema Metaígneo	70
3.1.1.B.1.- Unidad Ortogneis Boca de La Sierra	71
3.1.1.B.2.- Unidad Gneis Anfíbolítico La Palma	73
3.1.1.B.3.- Migmatitas	74
3.1.2.- Ensamble Plutónico del Borde Oriental del Bloque Los Cabos.	78
3.1.2.A.- Ensamble Pretectónico	78
3.1.2.B.- Ensamble Sintectónico a Postectónico	78
3.1.2.B.1.- Intrusivo La Palma	79
3.1.2.B.2.- Intrusivo Los Llanitos	79
Estructuras de Apófisis	79
Diques disgregados	81
Brechas magmáticas	83
3.1.2.B.3.- Intrusivo Matancitas	88
3.1.2.B.4.- Intrusivo Virgencita	90
3.1.2.B.5.- Intrusivo Buenos Aires	94
3.1.2.B.6.- Sistemas de Diques	96
Diques El Álamo	96
Diques Pegmatíticos Buenos Aires	98
Diques Porfídicos Mata Gorda	100
Diques Diabásicos	100

Diques Diabásicos Agua Caliente	100
Diques Diabásicos Boca de La Sierra	102
Apófisis Encino Gordo	102
3.2.- PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS DEL BORDE ORIENTAL DEL BLOQUE LOS CABOS	105
3.2.1.- Petrografía de las Rocas Metamórficas	106
3.2.1.A.- Litodema Metasedimentario	106
3.2.1.A.1.- Unidad Portezuelo	106
3.2.1.A.2.- Unidad Gneis Anfibolítico La Palma	110
3.2.1.A.3.- Unidad Calcosilicatos El Mezquite	112
3.2.1.B.- Petrografía del Litodema Metaígneo	115
3.2.1.B.1.- Unidad Ortogneis Boca de La Sierra	115
3.2.2.- Petrografía de las Rocas Plutónicas	121
3.2.2.A.- Clasificación petrográfica de las rocas plutónicas	121
3.2.2.B.- Texturas	125
3.2.2.C.- Mineralogía	125
3.3.- RASGOS ESTRUCTURALES DEL ÁREA DE ESTUDIO	136
3.3.1.- Rasgos Estructurales del Complejo Metamórfico	136
3.3.2.- Rasgos Estructurales del Ensamble Plutónico	143
3.3.3.- Deformación Frágil	148
3.3.3.A.- Sistema de Fallas Transversas W-NW (Sistema de fallas Bloque Los Cabos)	148
3.3.3.B.- Sistema de Fallas N-S (Sistema de fallas San José del Cabo)	149
CAPITULO 4.- GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA.	158
4.1.-METODOLOGÍA (GEOQUÍMICA)	158
4.1.1.- Elementos Mayores y Traza (FRX)	158
4.1.2.- Tierras Raras (REE) (ICP-MS)	158
4.2.- GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS DEL ÁREA DE ESTUDIO Y BLOQUE LOS CABOS	160
4.2.1.- Elementos Mayores de las Rocas del Área de Estudio	160
4.2.2.- Elementos Traza de las Rocas del Área de Estudio.	169
4.2.3.- Diagramas de Discriminación de Ambiente Tectónico para las Rocas del Borde Oriental del Bloque Los Cabos	173
4.2.4.- Tierras Raras (REE) de las Rocas del Área de Estudio	175
4.3.- GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	178
4.3.1.- Metodología	178
4.3.2.- Geoquímica Isotópica de Rb-Sr y Sm-Nd	179
4.3.2.A.- Relaciones iniciales de Sr y Nd	180
4.3.2.B.- Valores de ϵ_{Nd}	181
4.3.2.C.- Diagrama ϵ_{Nd} vs $^{87}Sr/^{86}Sr$.	182
4.3.2.D.- Edades Modelo (tNd)	184
4.4.- GECRONOLOGÍA	184
4.4.1.- Compilación de Edades de las Rocas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (Región Meridional de la Península de Baja California)	184
4.4.2.- Fechamientos Nuevos	188
4.4.3.- Edades de los Minerales del Área de Estudio	188
4.4.4.- Isócronas por Rb-Sr en roca entera	198
4.4.5.- Características químicas de los granates analizados.	198
CAPITULO 5.- INTERPRETACIÓN, DISCUSIÓN DE RESULTADOS DEL ÁREA DE ESTUDIO Y RELACIÓN CON EL NOROESTE (NW) DE MÉXICO.	203
5.1.- INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO	203
5.1.1.- Litología, Estratigrafía y Petrografía	203

5.1.1.A.- Condiciones de Metamorfismo	206
5.1.1.B.- Las Migmatitas del Área de Estudio	208
5.1.1.C.- Edad del Metamorfismo	208
5.1.2.- Relación de las Rocas Metamórficas del Area de Estudio con los otros Complejos Metamórficos de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz	209
5.1.2.A.- Protolitos y Ambientes de Depósito	209
5.1.2.B.- Edades de los Protolitos y del Metamorfismo	211
5.1.3.- Relación de las Rocas Prebatolíticas de La Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz con las regiones del noroeste de México y suroeste de Estados Unidos	213
5.2.- DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE LAS ROCAS PLUTÓNICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO, PROVINCIA GEOLÓGICA COMPLEJO PLUTÓNICO DE LA PAZ Y SU RELACION CON EL NW DW MÉXICO	217
5.2.1 - Discusión e interpretación de la Litología y Petrografía.	217
5.2.2.- Fases Magmáticas y Relaciones de Campo	219
5.2.3.- Ambiente de Formación, Ascenso y Emplazamiento de las Rocas Plutónicas en el Área de Estudio y la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz	225
5.2.3.A.- Modelos de Ambiente de Formación, Ascenso y Emplazamiento	225
5.2.4.- Relación de las Rocas Plutónicas del Área de Estudio con la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz y el Noroeste (NW) de México.	228
5.2.4.A.- Área de estudio y Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz	228
5.2.4.B.- Bosquejo de un modelo evolutivo del área de estudio y de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz	231
5.2.5 - Relación de las Rocas Plutónicas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz con el NW de México.	235
5.2.5.A.- Litología y Petrografía.	235
5.2.5.B.- Relación con el modelo evolutivo del noroeste (NW) de México.	235
Magmatismo en el Jurácico	235
Magmatismo en el Cretácico y Cenozoico	238
5.2.5.C.- Migración	240
5.3.- INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE LA DEFORMACIÓN EN LAS ROCAS METAMÓRFICAS Y PLUTÓNICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO Y PRVINCIA GEOLÓGICA COMPLEJO PLUTÓNICO DE LA PAZ	244
5.3.1.- Interpretación y Discusión de la Deformación en las Rocas Metamórficas del Área de Estudio	244
5.3.2.- Interpretación y Relación de la Deformación de las Rocas Metamórficas del Área de Estudio con la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz	249
5.3.3.- Interpretación de los Rasgos Estructurales de las Rocas Plutónicas	252
5.3.4.- Interpretación y Discusión de la Deformación Frágil del Área de Estudio, Provincia Complejo Plutónico de La Paz con el Noroeste (NW) de México.	253
5.4.-INTERPRETACIÓN Y DISCUSÓN DE LA GEOQUÍMICA DEL ÁREA DE ESTUDIIO, PROVINCIA GEOLÓGICA COMPLEJO PLUTÓNICO DE LA PAZ Y SU RELACIÓN CON EL NW DE MÉXICO	260
5.4.1.- Elementos Mayores, Traza y Tierras Raras.	260
Elementos Mayores	260
Elementos Traza	262
Elementos Tirrras Raras	262
5.4.2.- Interpretación y Discusión de la Geoquímica Isotópica.	264
5.4.3.- Interpretación y Discusión de la Geocronología.	265
5.4.4.- Formación de los granates presentes en las rocas metamórficas del área de estudio.	267
5.4.5.- Comparación de las características Geoquímicas e Isotópicas del Área de Estudio, Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz con las Regiones del noroeste (NW) de México	268
CAPITULO 6.- CONCLUSIONES	277
REFERENCIAS CITADAS.	282
ANEXOS	294

LISTA DE FIGURAS

Figura	Titulo	Pag.
1.1	A.- Provincias Geológicas de México y B.-) Provincias Geológicas del Noroeste de México.	2
1.2	Regiones de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz.	5
2.1	Mapa geológico de la provincia Complejo Plutónico de La Paz. A.- Sección geológica al norte de la Provincia Complejo Plutónico de La Paz orientada Oeste- este. B.- Sección geológica al sur de la Provincia Complejo Plutónico de La Paz con orientación de oeste - este. C.-Proyección de los datos estructurales (foliación, fracturas y fallas) de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz.	19
2.2	Mapa de toponimia general.	20
2.3	A.-Unidad del gneis tonalítico Buena Mujer (ton) en contacto con el gneis (gn) anfibolítico (localidad 2: Cerro El Perico de la figura 2.1B). B.- Afloramiento de metapelitas (pel) en la "franja B" del complejo metamórfico Todos Santos; con presencia de porfidoblastos de andalucita (and) en el plano de foliación, indicando presencia de lineación. C.- Contacto entre la "franja B" con las milonitas (mil) (franja C) en el arroyo La Muela (localidades 4 y 5 de la figura 2.1A) (Las localidades mencionadas en los pies de página de este capítulo son referidas a la figura 2.1A y B y 2.2).	21
2.4.	A.- Afloramientos del gneis (gn) anfibolítico en la "franja D" (localidades 2 y 3, Cerro el Perico de la figura 2.1B). La foliación y segregación en bandas es evidente. B.- Metasedimentos (esq), franja "D" con bandas principalmente de cuarzo (cz) plegadas (localidades 4 y 5 de la figura 2.1). C.- Zona de contacto entre el complejo metamórfico (met) y rocas del ensamble plutónico (ig) (localidad 8 en la figura 2.1B).	23
2.5	A.- Afloramiento de la unidad Paragneis La Gata mostrando la alternancia de material de granulometría gruesa (cuarzo-feldespático (fel)) con fina (máfico (maf) (localidad Playa Gringa de la figura 2.2). B.- Microplegamiento y segregados de sílice formando estromatitas, siguiendo el tren estructural regional que es paralelo a la foliación de la unidad gneis migmatítico (gn mig) (localidades Playa Gringa y Playa Sin Nombre, al sur del Ranchito en la figura 2.2).	26
2.6	Migmatitas (mig) del complejo metamórfico Sierra La Gata; A.- Estructuras de flebita (fleb), se aprecia el neosoma (neo). B.- Migmatita en fase diatexita definiendo una nebulita (neb) con estructura de parches (<i>patch</i>) y presencia de restita (rest). C.- Migmatita (en fase de diatexita) con neosoma (neo) leucocrático, asociada con nebulita (neb) que presenta estructura de parches (<i>patch</i>) con restita (rest) (Sierra la Gata, localidad El Ranchito de la figura 2.2).	28
2.7.	A.- Dique pegmatítico (peg) formando estructuras de budines dentro de las migmatitas; B y C.- Diques diabásicos (dia) cortando al gneis migmatítico (gn-mig) y migmatitas (mig) (localidad El Ranchito y Playa Gringa, de la figura 2.2).	29
2.8.	A.-Afloramiento de la tonalita Buena Mujer (ton) y los metasedimentos (met) cortadas por diques del granito El Puerto (gr). B.- Diques del granito El Puerto (gr) concordantes con la foliación en los metasedimentos (met) y la tonalita (ton), borde occidental de la Sierra La Gata (localidad El Puerto de la figura 2.2).	31
2.9	A.- Bandas de norita (n) y hornblendita (hb) de los diferenciados ultramáficos en el extremo norte del intrusivo El Novillo (localidad Matancita de la figura 2.2). B.- Estructuras de peine y textura pegmatítica; los fenocristales de hornblenda y plagioclasa llegan a medir 10 cm de longitud (sur del intrusivo El Novillo, localidad El Salto de la figura 2.2). C.- Intrusivo El Veladero con bandeamiento primario resaltado por intemperismo diferencial (localidad 6 y 7 de la figura 2.1A).	33
2.10	A.- Afloramiento de granodiorita (grd) en el flanco occidental del Sistema Montañoso Central (localidad 10 de la figura 2.1B). B.- Tonalita regional cortada por diques cuarzo feldespáticos (cz-felk) que a su vez son desplazados por fallas oblicuas (localidades 7 y 8 de la figura 2.1.B). C.- Aspecto de la tonalita (ton) que aflora al sur de la Sierra La Gata (Santa Martha, Boca del Álamo y región de San Bartolo) (ver figura 2.2).	36
2.11	A.- Fenocristales de feldespató potásico (felk) con inclusiones poikilíticas de biotita y minerales opacos en el intrusivo Las Cruces (localidades El Cajoncito y El Ancón figura 2.2). B.-Intrusivo granítico Cabo San Lucas con enclaves máficos microgranulares (en	40

	que se interpretan como diques disgregados. C.- Acercamiento al afloramiento de B, para apreciar, la abundancia y el color rosa de felk y las fracturas (gr) (localidad Cabo San Lucas figura 2.2).	
2.12	A.- Dique deformado que corta a la migmatita (mig) (localidad El Ranchito y Playa Gringa, de la figura 2.2). B.-Dique pegmatítico corta al intrusivo El Veladero (IV). C.- Acercamiento de B, que muestra los fenocristales de cuarzo (Qtz),feldespato potásico (Kfs), muscovita (Ms), granate (Grt) y turmalina (Tur), esta ultima de más de 10 cm de longitud (localidad 7 de la figura 2.1B).	43
2.13	A.- Dique porfídico (ton) emplazado en las rocas del complejo metamórfico Sierra La Gata. B y C.- Contacto entre un dique félsico (Kfs) y uno porfídico (ton) (A, B y C: localidad Primeras Piedras, al sur de Sierra La Gata, figura 2.2). D.- Dique diabásico con intemperismo esferoidal, cortando a granodiorita (grd) intemperizada (localidad 10 de la figura 2.1B).	45
2.14	Rocas de la Faja Volcánica de La Giganta (FVLG) en la región de Punta Coyote. A.- Panorámica de toda la secuencia: Lodos y brechas volcánicas (LyBv); rocas piroclásticas (Tv) en la parte media y derrame Providencia (dp) en la parte superior de la fotografía. B.- Evidencias tectónicas, indicadas por el basculamiento y desplazamiento de las unidades volcánicas (en la región NE de La Paz).	47
2.15	Rocas sedimentarias de la cuenca de San José del Cabo: A.- Formación Calera, con buena estratificación y basculada por fallas terciarias (localidad arroyo La Trinidad). B.- Formación El Refugio, parte baja de la fotografía en contacto con el basamento granítico del Bloque La Trinidad (BLT-gr) (localidad El Refugio, Sierra La Trinidad). C.- Formación Los Barriles (Localidad Boca del Álamo), Sierra de La Gata (SLG-ig-met).	49
2.16	Estructuras tectónicas mayores de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz.	52
2.17	A - Pliegues en el paragneis La Gata (pgn) expuestos en la localidad Playa Gringa, al sur del Ranchito (Sierra La Gata, figura 2.2). B.- porfidoblastos deformados de andalucita (and), vistos en una superficie perpendicular a la foliación en las metapelitas (pel) expuestas en el arroyo La Muela (localidades 4 y 5 figura 2.1A). C.- Presencia de fallas de bajo ángulo con movimientos inversos, evidenciados por las vetas de sílice (cz) en esquistos (esq) (localidad 4 figura 2.1B).	53
2.18	A.- Zona de falla de La Paz. La foliación es N-S vertical, en rocas metamórficas (met) con evidencias de pliegues, sobreimpuesta por deformación frágil desplazando a diques félsicos (cz-felk); (localidad kilómetro 16 carretera La Paz -Los Planes; figura 2.2). B.- Panorámica de la traza de la falla San Juan de Los Planes viendo al Sur (FSJP) cortando a los abanicos (Al) y a las rocas graníticas (gr) (localidad El Ancón, figura 2.2). C.- Panorámica de la falla San José del Cabo (FSJC) en la región del Cardonozo y San Miguelito (figura 2.2 y 2.1).	55
2.19	Representación de los datos estructurales obtenidos de las rocas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz.	59
3.1	Localización de estaciones, muestreo y toponimia del área de estudio.	Anex2
3.2	Mapa geológico del área de estudio.	61
3.3	Transectos geológicos realizados en los principales arroyos del área de estudio.	62
3.4	A.- Bandeamiento y foliación de la unidad Portezuelo (esq). Las capas oscuras de gneis anfibolítico (gn anf) se interpretan como rocas metaígneas, las capas más claras contienen calcosilicatos (cal) (arroyo Portezuelo, localidad APZ-3 y APZ-4); B.- Evidencias de migmatización de la unidad Portezuelo en la zona de contacto con el ensamble plutónico, se aprecian restita y estructuras schlieren (arroyo La Palma, localidad ALP-3 y 4); C.- Unidad Portezuelo con estructuras sigmoides cuarzo-feldespáticas (Qtz+feld-k) y de rosario (arroyo Boca de La Sierra, localidad ABS-15 y 16).	65
3.5	A.- Afloramiento de los Calcosilicatos El Mezquite con su típica estratificación o bandeamiento y las diferentes tonalidades de las capas "A", "B", "C". B.- Acercamiento de la figura anterior para apreciar que las bandas "A", "B", "C" presentan también laminación interna (arroyo Mezquite, localidades AMZ-7 y AMZ-8). C.- Pliegues y estructuras de rosario (localidad (AMZ-9). D.- Calcosilicatos en la zona del contacto con el ensamble plutónico mostrando la silicificación y conservando los micropliegues (Localidad ASM-6).	68
3.6	Unidad Calcosilicatos El Mezquite. A.- Estructuras de rosario, con cuellos de estrangulamiento y fracturas de extensión (localidad AMZ-9); B.- Pliegues y budines con estructuras de rosario (localidad AMZ-9). C y D.- Enclaves de calcosilicatos (cal) cerca del contacto con el ensamble plutónico (ig) y el gneis anfibolítico (gn-anf), conservando la estructura original (C es localidad ABS-2 y D es de la localidad ASM-6). E.- Enclave de	69

- calcosilicato con granate (Grt) al centro (color rojo) rodeado de epidota con color verde (Ep) y finalmente la presencia de cuarzo (Qtz) en la orilla, evidenciando un metamorfismo retrogrado (localidad AMZ-9). F.- Skarn con granate ideoblástico de color rojo con tamaños hasta un centímetro; el color blanco es wollastonita (Woll) y diópsido (px) (localidad ABS-5). Las flechas indican sentidos de esfuerzos.
- 3.7 Unidad Ortogneis Boca de La Sierra. A.- Bandas de cizalla con presencia de migmatita (mig) y pliegues de arrastre en el ortogneis Boca de La Sierra (ogn) definiendo una estructura dictonítica típica de zonas de cizalla (localidad ABS-4). B.- Enclaves máficos (enc) girados y desplazados por falla con movimiento lateral derecho (localidad ASM-8) contenidos en migmatita (mig). C.- Bandas de cizalla y estructuras schlieren; los enclaves máficos están girados (localidad ABS-2). D.- Enclaves máficos desplazados por falla de componente lateral izquierdo (localidad ASM-9). E).- Estructuras de ojo (augen) formadas por feldespatos (localidad AAC-7 y 8). F).- Enclave de ortogneis (Ogn) con un borde de reacción leucocrático dentro del intrusivo Matancitas (localidad AAC-6 y 7). 72
- 3.8 A, B y C.- Diferentes aspectos de la unidad gneis anfibolítico (gn anf): A.- Localidad tipo en arroyo La Palma. El afloramiento es una alternancia de gneis anfibolítico con calcosilicatos (cal). (B)- El gneis está cortado por un dique irregular de granito anatóctico (gr). C.- Acercamiento de "A" para observar bandas que no tienen una connotación sedimentaria ni relación con la horizontalidad original o sucesión vertical, que alternan con los calcosilicatos (cal) así como estructuras de budines y fracturas de extensión rellenas por material cuarzo-feldespático. D.- Pliegue de gneis anfibolítico dentro de la unidad Portezuelo (met). A, B y C corresponden a la localidad ALP-904 y D a la localidad ABS-15. 75
- 3.9 Estructuras de migmatitas en el área de estudio: A y B.- Estructuras de flebita y estromatita. C.-Nebulita con estructura de parches (*patch*) (localidad ABS-15). D.- Nebulita y estructuras *Schollen* (de bolsa). La restita (res) flota en el neosoma (neo) y se aprecia aun el paleosoma (pal) (arroyo Sol de Mayo, localidad ASM-2). E.- Nebulita con restita (res) forman bandas disgregadas (estructuras Schlieren) dentro del neosoma leucocrático (neo). El paleosoma (pal) corresponde a la unidad Portezuelo (localidad ABS-12). F.- Estructuras dictoníticas y oftalmíticas en el ortogneis (ogn) Boca de La Sierra (localidad ABS-15); G).- Estructuras dictoníticas incipientes en el ortogneis (ogn) Boca de La Sierra (localidad AAC-3); H).- Estructura dictonítica en una fase más desarrollada que en G con neosoma (neo) formado por cuarzo y feldespatos (localidades arroyos Agua Caliente y Boca de La Sierra). 77
- 3.10 Afloramiento del intrusivo La Palma (localidades ALP-21, ALP-916 ALP-917), se aprecia la textura gruesa y el intemperismo avanzado. B.- Afloramiento del intrusivo Matancitas (Mat) evidenciando la composición (plagioclasa+hornblenda); la textura (hipidiomórfica granular) y la presencia de deformación frágil (espejos con estrías subverticales en la localidad ALP-3). 80
- 3.11 A- Intrusivo Los Llanitos (Llan) con presencia de fracturas conjugadas; las manchas rojas corresponden a xenolitos del intrusivo La Palma (arroyo Buenos Aires, localidad ABA-14 y ABA-15). B- Xenolito del intrusivo La Palma en el intrusivo Los Llanitos (localidad ABA-16; figura 3.3). C- Contacto entre los intrusivos La Palma y Los Llanitos con desarrollo de borde de enfriamiento (localidad ABA-17). D- Contacto entre los intrusivos Los Llanitos (Llan) y Matancitas (Mat). Este último envuelve a Los Llanitos formando zonas de brechas (entre las localidades ABA-15 y ABA-17). 80
- 3.12 A.- Estructura tabular disgregada con litología del intrusivo Los Llanitos (Llan) contenido en el intrusivo Matancitas (Mat). B.- Clastos del intrusivo Los Llanitos formando una brecha magmática en el intrusivo Matancitas (A y B son de las localidades ABA-16 y ABA-17). C- Enclaves del intrusivo Los Llanitos en el intrusivo Matancitas con bordes ondulados o agudos en ambas unidades (localidades ABA-16 y ABA17). 82
- 3.13 Diferentes aspectos del desarrollo de las brechas magmáticas involucrando a los intrusivos Los Llanitos (Llan) y Matancitas (Mat): A.- Etapa inicial de estrangulamiento de un dique máfico. B.- Presencia de vetas de material leucocrático adentro del dique máfico. C.- Acercamiento de "B" para mostrar la forma lobular y aguda del material félsico y el vetilleo inicial en el dique. D.- Material leucocrático relleno de fracturas distribuidas sub-parallelamente dentro del dique máfico. E.- Disgregación del dique por material leucocrático con bordes de reacción y contactos irregulares (A, B, C y D corresponden a las localidades ABS-6, ABS-7 ABS-8, E corresponde a las localidades ASD-1 y 2). F.- Finalmente, los bloques angulosos aun con forma tabular y las fracturas de extensión son 84

- rellenas de material félsico (localidades ASD-1 y ABS-6 y ABS-7).
- 3.14 A.- Brecha magmática con enclaves gabroicos (gb) y con estructura tabular prácticamente vertical, espesor de 1 a 3 m. B.- Acercamiento a la brecha mostrada en A, para enfatizar como los enclaves aparecen como disgregados y orientados en la dirección inferida del flujo del magma; las manchas oscuras son minerales máficos sobrecrecidos (localidad ABS-12). C.- Brechas con enclaves de diversos tamaños, resaltan los de diámetro de 1 m. Es notable la presencia de budines orientados en la dirección de flujo y microdesplazamiento con un arreglo en escalón en el sentido lateral derecho, evidenciado por las vetas leucocráticas que cortan tanto a los budines como a la estructura de flujo. D.- Acercamiento a los enclaves en donde se observa la forma redondeada de los gabros y la estructura de flujo (localidades ABS-9 y ABS-10). Las flechas señalan el movimiento relativo. 85
- 3.15 Brecha magmática formada por enclaves del intrusivo Los Llanitos (Llan) contenidos en el intrusivo Buenos Aires (ABA) (localidad ABA-37). 87
- 3.16 A.- Aspecto general de un afloramiento de brechas con xenolitos metamórficos; B y C.- Acercamiento de los cuadros "a" y "b" a los xenolitos de gneis anfibolítico (gn anf) y de los calcosilicatos (cal) remplazados. El material calcáreo presenta abundante granate (tonos rojos); el gneis anfibolítico muestra una zonificación pero mantiene aún el bandeamiento original (localidades AAC- 3 y AAC-4). 87
- 3.17 A.- Contacto tajante y lobulado entre el int. Matancitas (Mat) y int. Los Llanitos (Llan) en el arroyo Buenos Aires (localidades ABA-15). B.- Diques El Álamo (Ala) cortando al int. Matancitas (localidades ASD-2, ASD-3 y ASD-4). C.- Fracturamiento primario e intemperismo diferencial típico del int. Matancitas (Mat) (localidad ASD-1). D y E.- Contacto entre el int. Matancitas (Mat) y la unidad Encino Gordo (EG), el contacto es recto y en E con borde de enfriamiento (Be) (localidad ASD-1 y ASD-7); int.= intrusivo. 89
- 3.18 A.- Afloramiento de la zona de contacto entre el int. Matancitas (Mat) con el complejo metamórfico (Met); es notable la presencia de pantallas de las rocas metamórficas dentro del int. Ambas unidades muestran una foliación paralela al contacto (localidad ALP-3 y 4). B.- Foliación del int. Matancitas en la zona de contacto con las rocas metamórficas (localidad AMZ-4). C.- Xenolito de calcosilicatos (Cal) con un marcado giro en sentido de las manecillas del reloj, dentro de int. Matancitas (localidad AMZ- 4). D.- Colgados de calcosilicatos (Cal) de la unidad El Mezquite conservando la estructura original (localidad AAC-15). E.- Acercamiento del recuadro (A) para evidenciar la silicificación (sil) y los micropliegues. F.- Acercamiento de E para observar la silicificación y la presencia de granate (Grt) con color rojo (localidad AAC-15), int = intrusivo. 91
- 3.19 A. Presencia de bandas (seg) máficas (hornblenda+biotita) y félsicas (cuarzo+feldespatos) en el int. Virgencita (Vir). B.- Acercamiento del bandeamiento primario de (A) que consiste en la alternancia de material félsico (fel) y máfico (maf) de 5 a 10 cm de ancho (localidad ASD-15-16). C.- Int. Virgencita cortado por diques El Álamo (Ala). El contacto es recto sin borde de enfriamiento (localidad ASD-8). D.- Evidencias de la presencia del sistema de falla de San José del Cabo en el int. Virgencita con espejos de falla epidotizados y un espesor 2 a 3 cm. E.- Vetillas epidotizadas, caolinizadas y silicificadas con una notable alteración potásica (localidad ASD-13), int.=intrusivo. 93
- 3.20 A.- Aspecto general del intrusivo Buenos Aires. B.- Bandeamiento primario típico. Las bandas varían de grano fino a grueso (pegmatita) y el espesor también es cambiante (de centímetros a metros). La composición consiste de feldespatos potásicos (tonos blancos, felk), granate (manchas, rojas, gte) y muscovita (ms) (localidades ABA-3, ABA-4). C.- Dique granítico (gr) asociado a una zona de migmatita con presencia de estructura estromatítica. Se aprecia como la roca metamórfica (Ogn) es cortada por material félsico del cual salen aparentemente vetillas (localidad ALP-906); D.- Dique granítico (gr) cortando al ortogneis (Ogn) Boca de La Sierra (localidad ASM-10). 95
- 3.21 A.- Diques El Álamo (Ala) en contacto con un dique porfídico Mata Gorda (MG); este corta a los int. Los Llanitos (Llan) y Matancitas (localidad ABA-18). B.- Dique El Álamo corta al int. Matancitas (Mat) y es cortado por diques diabásicos (Dia) (localidad ASD-4). C.- Acercamiento al dique El Álamo para observar su fracturamiento y textura. Las manchas oscuras corresponden a biotita oxidada dando a la roca el aspecto de "sal y pimienta" (localidad ASD-2). D.- Fallas normales de rumbo N-S con caído al Este desplazando a los Diques El Álamo, los cuales cortan al int. Matancitas (localidad ASD-2), int. =intrusivo. 97
- 3.22 A y B.- Diques Buenos Aires (Peg) cortando a los int. Los Llanitos (Llan) y Matancitas (Mat). En los diques se aprecia un bandeamiento notable (localidad ABA-25). C.- 99

- Variación textural de los diques Buenos Aires (peg) que cortan al int. Los Llanitos (Llan) (localidad ABA-37). D y E- Acercamiento del dique Buenos Aires evidenciando la textura pegmatítica y la presencia de granate (Grt), feldespato potásico (Kfs), cuarzo (Qtz) y muscovita (Ms) con intercrecimientos gráficos (localidad ABA-37). F.- Dique Buenos Aires (peg) cortando a los int. Los Llanitos (Llan), Matancitas (Mat) y a los diques El Álamo (Ala), mostrando así una relación de edades (localidad ABA-3), int.=intrusivo.
- 3.23 Diques porfídicos Mata Gorda. A.- Contacto del dique Mata Gorda (MG) con los diques El Álamo (Ala); B.-Textura porfídica con fenocristales de biotita (Bi) + plagioclasa (Pl) + cuarzo (Qtz) + hornblenda (Hb) en una matriz afanítica de los diques Mata Gorda (localidad ABA-18 de la figura 3.1). 101
- 3.24 A.- Relacion de contactos entre varios sistemas de diques. Los diques de diabasa Agua Caliente (Diac) presentan bordes de enfriamiento y cortan al int. Matancitas (Mat) que forma brechas magmáticas (Bre) con el intrusivo Llanitos (Llan) (localidades AAC- 3 y AAC-4). B.- Dique de diabasa Boca de La Sierra (dibs) cortando a los diques de diabasa Agua Caliente (diac) (localidades AAC-7 y AAC-8). C.- Dique de diabasa Boca de La Sierra (dibs) sin intemperismo; cortando a calcosilicatos (cal) (localidad ASM-1). D.- Afloramientos típicos de los diques diabásicos Boca de La Sierra (dibs) evidenciando el color café y el intemperismo esferoidal (localidad ALP-919). 101
- 3.25 Aspectos de la unidad Encino Gordo (EG) A.- Afloramiento de EG en la localidad tipo, se aprecia su fracturamiento típico. B.- Intemperismo esferoidal (Ie) típico del intrusivo Encino Gordo. C.- Unidad EG mostrando una textura porfídica (fenocristales de plagioclasa (Pl), biotita (Bi) y hornblenda (Hb) en una matriz fina. D.- Contacto de la unidad EG con el intrusivo Matancitas (Mat) (localidad ASD-4). 104
- 3.26 Fotomicrografías de la unidad Portezuelo. A.- Presencia de agregados Bt, Qtz, Kfs, Pl, formando augen (ojos), con colas de arrastre y reacción. B.- Porfidoblasto de Grt, con inclusiones de Kfs y fracturas paralelas a la foliación; el Grt está en contacto con Ms y Bt, ambas con evidencias de reacción. C.- Presencia de dos granulometrías: la gruesa formada por Bt+Qtz, mientras que la fina es de Qtz+Kfs+minerales opacos (op). En la muestra se aprecia una buena foliación. D.- Porfidoblasto de Grt en contacto con Pl y Bt (esquistó Portezuelo). Se observan inclusiones de minerales opacos. 107
- 3.27 Fotomicrografías de la unidad Portezuelo en las localidades ASM-7 y ALP 3. A.- Se observa una buena foliación con abundante Bt, la Pl es de composición albita-oligoclasa; el Qtz y Kfs llegan a formar estructuras de ojos. B.- Textura granoblástica y foliación evidenciada por Qtz+Kfs+Bt en la muestra (ALP-3), que corresponde a un enclave de la unidad Portezuelo dentro del ensamble plutónico, cerca del contacto. C.- Porfiroblasto de Grt con inclusiones de Qtz, Kfs, Bt (muestra ALP-3). 109
- 3.28 Fotomicrografías del gneis anfibolítico La Palma. A.- Presencia de foliación, compuesta por Hbl+Bt+Pl (de afinidad ígnea). B.- Presencia de foliación y abundancia de Pl+Hbl+Bt (localidad tipo). La muestra parece conservar su textura ígnea original. C.- Foliación marcada por Bt, Qtz y Pl. 111
- 3.29 Fotomicrografías de los calcosilicatos El Mezquite: A.- Bandas de grano grueso de Cal+Cpx+Gr, con textura granoblástica y foliación. B.- Contacto entre las bandas de grano grueso y grano fino. Las fases opacas están orientadas paralelas a la foliación y al contacto; la banda fina es un denso crecimiento de Cpx+sílíce. C – Textura granoblástica fina formada por Cal+Cpx+Gr. D.- Contacto entre la banda de color claro gruesa con bandas color rojo oscuro; la última formada principalmente por minerales opacos (op)+Cpx, con buena foliación. E.- Material terrígeno formando listones de Qtz y opacos (op) que definen una textura granoblástica; el material fino está compuesto por minerales opacos (op) y Cpx, las bandas más gruesas por Qtz+Cpx+opacos (op). F.- Textura granoblástica fina formada por la asociación de Qtz+Pl+Cpx+opacos (op). 113
- 3.30 Fotomicrografías de la Unidad Ortogneis (Ogn) Boca de la Sierra: A - Foliación marcada, con presencia de ojos formados por agregados de Qtz+Kfs+Bt. B.- Muestra ALP-909, de grano fino con Pl (rota y maclada)+Kfs+Bt+Qtz, éste último con bordes aserrados. C.- Kfs+Bt+Ms+Qtz. Los cristales están rotos y orientados. D.- Presencia de Kfs+Qtz+Bt+Ms orientados evidenciando una buena foliación y evidencias de reacción. E.- Ortogneis (Ogn) de composición tonalítica con foliación incipiente, indicada por la orientación de la Bt. F.- Ortogneis con desarrollo de ojos (augen), principalmente del Kfs y la Pl y una recristalización incipiente. 116
- 3.31 Fotografías de las muestras de las rocas con Grt del área de estudio. A.- Unidad Portezuelo (arroyo Portezuelo). B.- Unidad Portezuelo (arroyo La Palma). C.- Skarn 118

	(arroyo San Lázaro). D y E.- Granito Buenos Aires (arroyo La Palma). F.- Unidad granito El Puerto (Sierra de La Gata) (muestra SLG-9). G.- Granito Buenos Aires (arroyo Buenos Aires). H.- Diques de pegmatita. Ver figuras 3.1 y 3.3 para la ubicación de las muestras, cuya clave esta indicada en el pie de la fotografía.	
3.32	A.- Porfiroblasto de Grt con inclusiones (inc) de Kfs. El Grt está redondeado de Bt. B.- Porfiroblasto de Grt (idioblástico) en contacto con Bt y Pl. C.- Porfiroblastos de Grt de forma irregular en contacto con Pl+Qtz. D.- Porfiroblasto de Grt de forma xenoblástica en contacto con Px+Cal. Las inclusiones de Px cruzan el Grt y son paralelos a la foliación. Es notable la abundancia de microcristales dentro del Grt. E.- Cristales de Ms, Grt, Qtz, Kfs, de grano grueso con buena foliación. F.- Porfiroblastos de Grt en contacto con Bt+Ms, el Grt presenta inclusiones.	120
3.33	Clasificación de las rocas plutónicas del área de estudio de acuerdo al contenido mineral (modal) considerando el criterio de Streckeisen (1976).	123
3.34	Abundancias de los principales componentes minerales de las rocas plutónicas del área de estudio	124
3.35	Fotomicrografías de algunas muestras de los diferentes intrusivos (Int.) del área de estudio: A.- Int. La Palma. B.- Int. Los Llanitos. C.- Int. Matancita, D.- Int. Virgencita. E.- Diques El Álamo. F.- Int. Buenos Aires. Int= intrusivo.	126
3.36	Fotomicrografías de algunas texturas presentes en las rocas plutónicas del área de estudio: A y B.- Texturas alotriomórficas granular medio. C y D.-Texturas hipidiomórficas. E y F.- Texturas panidiomórficas; int=intercrecimientos.	127
3.37	A y B son texturas porfídicas de los diques Mata Gorda con fenocristales de Pl y Hbl en matriz (mtx). C y D.- Texturas microporfídicas en el intrusivo Los Llanitos y los diques Boca de La Sierra, respectivamente.	128
3.38	A y B.- Cristales de Pl y Kfs en los diques El Álamo; se pueden apreciar los intercrecimientos mirmequíticos (int) así como el zonamiento en la Pl y su alteración. B.- Cristal de Pl zonado en contacto con cristales de Pl (alterada) y Qtz. C.- Cristal maclado de microclina (Kfs) en contacto con un cristal de Pl alterado (alt) a sericita (Ser).	129
3.39	Minerales característicos y accesorios. A y B -Cristales de Hbl y Bt en los segregados máficos del int. Virgencita. C.- Cristal de zircón (Zrn) en Bt. D.- Cristales de Grt y Ms en el int. Buenos Aires. E.- Cristales de Ttn con color rosa débil en el int. La Palma. F.- Cristal de Grt con un nucleo de de Pl (int = intrusivo).	130
3.40	Fotomicrografías de algunas texturas y mineralogía de las rocas de Cabo Pulmo. A y B evidencias de desmezcla en cristales de Kfs y Pl con sobrecrecimiento (reac). (B). C y D - Fenocristales de Pl, con macla compleja, en una matriz (mtx) (en D presenta sericita). E.- Fenocristales de Hbl y Pl en una matriz (mtx) formada por Qtz y Kfs. F.- Fenocristal pseudomorfo de Bt, remplazado por minerales opacos (o) y clorita (Chl). El fenocristal mantiene su forma original.	131
3.41	Proyección de datos estructurales del área de estudio, explicación en texto. Arroyos: Buenos Aires (ABA), San Dionisio (ASD), Sol de Mayo (ASM), Agua Caliente (AAC), Boca de La Sierra (ABS), Portezuelo (APZ), El Mezquite (AMZ), La Palma (ALP).	137
3.42	Proyección de algunos datos de estructuras presentes en las rocas área de estudio A).- Ejes de pliegues, B).- Capas y bandas, C).- Budines, D).-Migmatitas (estromatita).	140
3.43	A, B y C.- Budines con estructuras de rosarios y micropliegues en el material máfico (gn-anf) contenido en los calcosilicatos El Mezquite (cal) (localidad AMZ-6 y AMZ-9). D.- Banda de cizalla dúctil en el ortogneis (ogn). E y F.- Fracturas de extensión rellenas de cuarzo-feldespato en el ortogneis (ogn) y gneis anfibolítico (gn-anf), desplazadas por fallas con un componente lateral izquierdo (localidad APZ-15). Las flechas indican el sentido de movimiento relativo.	141
3.44	A.- Bandas de cizalla (lateral izquierdo) en el ognBS (localidad ASM-11). B.- Banda de Cizalla (con sentido lateral derecho) en el ognBS (localidad APZ-15). C.- Migmatita con banda de cizalla y estructura dictonítica en migmatita (localidad APZ-15). D.- Estructuras dictoníticas, en migmatita con el ognBS (Localidad ABS-2). E.- Evidencias de la deformación dúctil en el ognBS: pliegues, bandas y porfidoclastos girados. F. Budines de material máfico en el ognBS (D, E y F localidad APZ-14 y 15). Las flechas indican el sentido de movimiento relativo, ognBS= ortogneis Boca de la Sierra.	142
3.45	Representación de algunos datos de las estructuras de las rocas del ensamble Plutónico. A).-Breachas magmáticas, B).- Bandeamiento magmático y C).- Contactos intrusivos.	144
3.46	A y B- Budines del intrusivo Los Llanitos (Llan) y flujo magmático en el intrusivo Matancitas (Mat) (localidades AAC-4 a la AAC-8). C.- Bandeamiento primario en el	145

	intrusivo Virgencita (Vir) (localidad ASD-15-16). D- Bandeamiento magmático y brechas magmáticas (localidades AAC-3 y AAC-4). E.- Acercamiento a los enclaves metamórficos en D.	
3.47	Algunos contactos de los intrusivos del ensamble plutónico: A.- Int. Mat con EG (localidades ASD 7 y ASD-8). B.- Int. Mat y el Int. Vir. C.- Int. Vir con int. E G (localidades ASD-3 y ASD-4). D.- Int. Mat con int. Los Llan, ambos cortados por pegmatita (peg). Los contactos son rectos y se observa un incipiente borde de enfriamiento (localidad ASD-11). E.- Dique gr cortando a rocas metamórficas (met) (localidad ALP-909). F.- Contacto entre met y el int. Mat (localidad AAC-2) Int= intrusivo, Mat= Matancita, Vir=Virgencita, EG= Encino Gordo, Llan= Los Llanitos, Met= Complejo metamórfico, gr =granito, peg= pegmatita.	147
3.48	Algunos contactos de los intrusivos del ensamble plutónico: A.- Int. Mat con EG (localidades ASD 7 y ASD-8). B.- Int. Mat y el Int. Vir. C.- Int. Vir con int. E G (localidades ASD-3 y ASD-4). D.- Int. Mat con int. Los Llan, ambos cortados por pegmatita (peg). Los contactos son rectos y se observa un incipiente borde de enfriamiento (localidad ASD-11). E.- Dique gr cortando a rocas metamórficas (met) (localidad ALP-909). F.- Contacto entre met y el int. Mat (localidad AAC-2) Int= intrusivo, Mat= Matancita, Vir=Virgencita, EG= Encino Gordo, Llan= Los Llanitos, Met= Complejo metamórfico, gr =granito, peg= pegmatita.	150
3.49	A, B y C, corresponden a fallas del sistema WNW. A.- Falla que desplaza en arreglo de escalon en sentido lateral izquierdo de 10 a 20 cm a un dique cuarzo-feldespático. B y C.- Espejos de falla (localidad 11). D, E y F, representan fallas del sistema norte-sur (N-S). D y E.- Muestran los espejos de fallas en el intrusivo Matancitas (localidades AAC-15 y ASD-6). F.- Falla desplazando en sentido lateral derecho 50 cm a un dique cuarzo-feldespático (localidad ASD-7) (las flechas señalan el sentido de movimiento relativo).	151
3.50	Expresión superficial del sistema de falla San José del Cabo (FSJC). A.- Arroyo El Mezquite, Rancho San Ignacio (localidad AMZ-14). B.- Zona de FSJC viendo al Norte en la localidad Cardonal, entre Casas Viejas y arroyo San Lázaro. C.- Zona "a" de fracturas. D.- Zona "b" de brechas. E.- Zona "c" de molienda y traza principal (localidad ASL-13) (EP=ensamble plutónico; Cg= conglomerado).	152
3.51	A.- Contacto por falla de la Fm. Los Barriles (Fm Ba), con rocas plutónicas (Ig) cubiertos discordantemente por la Fm. El Chorro (Fm Ch). B.- Fm Los Barriles (Cg: Fm-Ba) se observa una inclinación de sus capas de 10° al oeste contra la traza de la FSJC (A y B localidad ABA-26-A). C.- Diques El Álamo (Ala) desplazados por fallas con orientación N-S (localidad ASD-2). D.- Zona de fracturas del sistema de fallas N-S (localidad ASD-13). Las flechas en A y B señalan la inclinación de las capas, en C y D el desplazamiento relativo (Mat.= Intrusivo Matancita).	154
3.52	A, B, Sistema de falla N-S con un arreglo en escalón en sentido lateral derecho en el intrusivo Matancitas (Mat) y ortogneis Boca de La Sierra (OgnBS) (localidad ABS-2). C.- Zona de fracturas en la zona próxima a la falla localidad (ASLP 330). D.- Traza principal de la falla San José del Cabo (arroyo La Palma, Localidad ALP 331). Las flechas señalan el sentido del desplazamiento relativo.	156
4.1	Diagramas Harker de variación de sílice contra elementos mayores (en porcentaje de peso) para las muestras analizadas de las rocas plutónicas del área de estudio. Se incluyen también las rocas reportadas por Schaaf <i>et al.</i> (2000).	164
4.2	A.- Diagrama de discriminación SiO ₂ vs K ₂ O de las muestras de rocas plutónicas analizadas en el área de estudio, de acuerdo a Le Maitre <i>et al.</i> (1989) y considerando los límites de K ₂ O dados por Peccerillo y Taylor (1976). B.- Diagrama TAS (SiO ₂ vs álcalis Na ₂ O + K ₂ O; Le Bas <i>et al.</i> , 1986) para las rocas plutónicas del área de estudio. En A y B se incluyen las muestras reportadas por Schaaf <i>et al.</i> (2000).	166
4.3	A.- Distribución de las muestras analizadas de rocas en el área de estudio en un diagrama de índice de álcalis de Maniar y Piccoli (1989) (se incluyen además las del Bloque Los Cabos reportadas por Schaaf <i>et al.</i> , 2000). B.-Distribución de las rocas analizadas del área de estudio graficadas en un diagrama AFM. Las muestras definen un patrón típico de rocas pertenecientes a la serie calcoalcalina o subalcalina (propuesto por Irvine y Baragar, 1971).	168
4.4	Diagramas de variación Harker de sílice (wt%) vs contenido de algunos elementos traza en partes por millón (ppm) de las rocas plutónicas del área de estudio y del Bloque Los Cabos.	170
4.5	Distribución de las rocas del área estudiada graficadas en un diagrama de discriminación	174

	de Rb vs Y+Nb propuesto por Pearce <i>et al.</i> (1984) con la finalidad de establecer la relación con el ambiente tectónico. VAG= granitos de arcos volcánicos, WPG= granitos intraplacas, synCOLG= granitos sin-colisionales, ORG= granitos orogénicos.	
4.6	Patrones de concentraciones de REE de las 9 muestras de rocas analizadas del área de estudio; las muestras fueron normalizadas a condrita (Evensen <i>et al.</i> , 1978) y graficadas de acuerdo a Nakamura (1974). En A se incluyen todas las muestras analizadas. B.- Representa únicamente las rocas del arroyo La Palma (ALP). En C están las muestras de las rocas de los arroyos Buenos Aires y San Dionisio. La anomalía de Gd de la muestra ALP-903 en las graficas A y B obedece posiblemente a un error analítico.	177
4.7	Los valores iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵNd para las rocas del área de estudio y del Bloque Los Cabos definen tres poblaciones en el diagrama, calculados para 80 y 90 Ma, respectivamente (ver texto para explicación).	183
4.8	Mapa de Recopilación de datos Geocronológicos	186
4.9	Nuevos fechamientos: Pérez-Venzor (este trabajo), Schaaf <i>et al.</i> (2000), Ortega –Rivera (sin publicar), M.Grove (comunicación personal).	190
4.10	Espectros de liberación de Ar de algunos los minerales de biotita y hornblenda fechados por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en la Universidad de California, Los Angeles (UCLA) por Grove (comunicación personal). Las edades son similares a las obtenidas por el método Rb-Sr en biotita y roca total en las rocas del área de estudio y las reportadas por Schaaf <i>et al.</i> (2000).	193
4.11	Espectro de liberación de Ar de algunos minerales del Bloque Los Cabos, fechados por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por Ortega-Rivera (sin publicar). Estas rocas fueron fechadas previamente por Schaaf <i>et al.</i> (2000) por el método Rb-Sr. Ms = Muscovita y Bi = Biotita.	197
4.12	Nuevas isócronas de roca entera para las rocas plutónicas del área de estudio. A).- Arroyo Buenos Aires y B).- Arroyo La Palma.	199
4.13	Características químicas de algunos granates de las rocas del área de estudio analizadas. A Correponde a la relación de porcentajes de óxidos y B refleja la relacion porcentual de las muestras analizadas.	202
5.1	A y B, perfiles de composición de los granates de la muestra APZ-316 realizados del núcleo a la orilla (de izquierda a derecha). A y C: corresponde al granate-1 y B y D: al granate-2. C´ y D´ representan las temperaturas de biotita (bt)-granate para la muestra APZ-316. C´´ y D´´ se refieren al coeficiente de distribución o partición del (Mg/Fe) en el granate contra el (Mg/Fe) de la biotita del granate-1 y granate-2, respectivamente. Pi= piropero, Alm= almandino, Kd= coeficiente de partición, (Mg/Fe) Bt= relación de magnesio/ferro para la biotita, (Mg/Fe)Grt =relación magnesio/ferro para el granate(explicación en el texto).	207
5.2	Fases magmáticas (M-1 - M-10) vs tiempo (millones de años) reconocidas en el área de estudio (explicación en texto).	221
5.3	Diferentes modelos para explicar los procesos de <i>mingling</i> y mezclas de magmas. A).- Modelo de Hill (1988), B).- Modelo de Zorpi <i>et al.</i> (1989), C).- Modelo propuesto por Barbarin (1989) (tomados y modificados de Pitcher 1993), explicación en texto.	223
5.4	Modelo explicativo de la formación de brechas por procesos de <i>mingling</i> para el área de estudio (explicación en texto) (Modificado de De La Rosa y Castro 1990).	224
5.5	A.- Modelo esquemático simplificado de un arco magmático oceánico, para explicar la presencia de las rocas gabroicas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. TS = Todos Santos, CO= Corteza Oceánica, GB= gabro Ma= millones de años B.- Modelo esquemático simplificado de un arco magmático continental, para explicar la presencia de las rocas graníticas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. TS = Todos Santos, BLC = Bloque Los Cabos, SLG = Sierra La Gata, Ma= Millones de años (A y B tomados y modificados de Wilson, 1989).	226
5.6	Fases magmáticas (M-1 - M-12) vs tiempo (millones de años) reconocidas en este trabajo para toda la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (explicación en texto).	230
5.7	Eventos geológicos (E-1 - E-9) vs tiempo (T-1 - T-9) registrados en el área de estudio y en toda la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (explicación en texto).	231
5.8	Modelo diagramático idealizado de la evolución de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz que incluye el área de estudio. CC= Corteza continental, CO= Corteza Oceánica, TS= Todos Santos, BLC= Bloque Los Cabos, SLG= Sierra La Gata. FLP= Falla La Paz, Ton= tonalita, gr: granito, Grd-gr= granodiorita-granito.	234
5.9	Comparación de la composición modal de las rocas plutónicas del área de estudio con las	236

	diferentes regiones del NW de México y SW de Estados Unidos. A.- Graitos del norte, centro y sur de Sonora reportados por Valencia-Moreno <i>et al.</i> (2001). B.- Granitos de la costa de Sonora (CSG) y granitos del interior (IG) de Sonora reportados por Valencia Moreno <i>et al.</i> (2003). C.- Granitos del arco Larámide de Sonora reportados por Roldan-Quintana (2002) incluyendo el intrusivo El Jaralito. D.- Granitos de batolito de Sinaloa reportados por Henry <i>et al.</i> (2003). E.- Rocas plutónicas de batolito de Vallarta, reportados por Schaaf (1990). F.- Granitos de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (Este trabajo). Explicación en texto.	
5.10	Modelo evolutivo de la margen occidental de Norteamérica, aplica para la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (tomado y modificado de Ortega-Rivera (1997). PÉTard-PzTemp: Precámbrico Tardío-Paleozoico Temprano; PzT-Mz: Paleozoico Temprano-Mesozoico; Mz-Cz: Mesozoico-Cenozoico.	237
5.11	Variación de edades en relación con la distancia a la trinchera de las rocas plutónicas del NW de México y que evidencian una migración de oeste a este A.- Edades obtenidas en rocas graníticas postectónicas y sintectónicas de Sinaloa con diferentes métodos, B.- Incluye edades de rocas volcánicas y graníticas postectónicas y sintectónicas, C.- Edades de las rocas graníticas de Sinaloa y Durango (tomada de Henry <i>et al.</i> , 2003). Explicación en texto.	243
5.12	Desarrollo de estructuras por una deformación extensional por flujo no coaxial en función de la reología del material involucrado A.- Relación original, B.- Relación intermedia C.- Relación final. La situación (A) puede conducir a capas con pliegues sin raíz, budines y adelgazamiento por capas intactas y aparentemente sin deformación (B y C), la figura 5.12C puede entonces ser desarrollada en una fase de deformación y no necesariamente ser el resultado de polifases de deformación o intrusión (explicación en texto) (tomado y modificada de Passchier <i>et al.</i> , 1990).	248
5.13	Desarrollo de estructuras reconocidas en las rocas metamórficas del área de estudio: A.- Condiciones iniciales, B.- Desarrollo de foliación, C.- Formación de pliegues, D.- Estructuras de extensión y compresión, E.- Estructuras de extensión y compresión en material de diferente reología (calcosilicatos y gneis anfibolítico), F.- Desarrollo de bandas de cizalla (ortogneis Boca de La Sierra), G.- Deformación extensional (D, E y F modificadas de Passchier <i>et al.</i> , 1990).	248
5.14	Fases de la deformación progresiva (D-1 - D-4) y estructuras desarrolladas y reconocidas en el área de estudio; explicación en texto.	250
5.15	Rasgos estructurales de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz relacionados con el sistema extensional de la Provincia Cuencas y Sierras y con la Provincia Extensional del Golfo de California. A.- Imagen digital de Provincia con sus regiones reconocidas B.- Rasgos estructurales reconocidos a partir de la imagen digital.	255
5.16	Relación de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz con el modelo esquemático y simplificado de la cinemática relacionada a la tectónica del occidente de México para los últimos 12.3 Ma (tomada y modificada de Fletcher <i>et al.</i> , 2007).	258
5.17	Diagramas AFM de las rocas graníticas de diferentes regiones batolíticas del Sonora y área de estudio: A.- Batolitos laramídicos de Sonora (Valencia-Moreno <i>et al.</i> , 2001), B.- Batolitos de la costa de Sonora (Valencia-Moreno <i>et al.</i> , 2003); C.- Batolito del centro de Sonora (Roldán-Quintana, 2002) y D.- Rocas graníticas del área de estudio y las reportadas por Schaaf <i>et al.</i> (2000), explicación en texto.	269
5.18	Comparación del contenido de K ₂ O, entre las rocas plutónicas de algunas regiones del Noroeste de México y del área de estudio: A.- Batolitos de Sonora: granitos del norte (NG), granitos del centro (CG), granitos del Sur (SG) (Valencia-Moreno <i>et al.</i> , 2001), B.- Batolitos de la costa de Sonora (CSB), granitos del interior (IG), batolito Sierras Peninsulares (PRB) (Valencia Moreno <i>et al.</i> , 2003), C.- Batolitos laramídicos de Sonora (Roldán-Quintana 2002), D.- Batolito de Puerto Vallarta (Schaaf,1990) y E.- Rocas plutónicas del área de estudio Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz.	271
5.19	Comparación de los diagramas de discriminación de ambientes tectónicos (Rb vs Y+Nb) de varias regiones del occidente de México: A.- Batolitos de Sonora (Valencia-Moreno <i>et al.</i> , 2003, abreviaciones en la figura 5.18), B.- Rocas del Batolito laramídico de Sonora (Roldán-Quintana, 2002), se incluyen rocas graníticas de Manzanillo reportadas por Schaaf (1990). C.- Rocas graníticas de Puerto Vallarta, Jalisco; Manzanillo, Colima; Jilotlan y Acapulco, Guerrero; Puerto Escondido, Oaxaca (Schaaf 1990), D.- Rocas graníticas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (este trabajo).	272
5.20	Diagrama comparativo de los patrones de elementos tierras raras (REE) para algunas	275

- rocas graníticas del noroeste de México. A.- Patrón de Tierras raras de las rocas graníticas del norte, centro y sur de Sonora (tomada y modificada de Moreno-Valencia et al., 2003). B.- Patrón de las tierras raras de los intrusivos graníticos de Sinaloa (modificados de Henry et al., 2003). C.- Patrón de tierras raras de las rocas graníticas del batolito de Sierras Peninsulares (tomado y modificado de Henry et al., 2003). D.- Patrón de las tierras raras de los intrusivos graníticos sin deformar del Bloque Los Cabos. E.- Patrón de tierras raras de los granitoides deformados del Bloque Los Cabos se incluyen algunos intrusivos máficos (tomados y modificados de Schaaf et al., 2000). F.- Patrón de tierras raras de algunas rocas graníticas del Borde Oriental del Bloque Los Cabos (este trabajo)
- 5.21 Diagramas de relaciones iniciales de ϵNd vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de algunas rocas plutónicas del NW de México y Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. A.- Rocas de los batolitos del norte (NG), Centro (CG) y Sur (SG) de Sonora (Valencia-Moreno *et al.*, 2001). B.- Batolitos del interior (IG) y granitos de la costa (CSB) de Sonora (Valencia Moreno *et al.*, 2003). C.- Granitos del batolito Laramide de Sonora y otras regiones de México (Roldán-Quintana 2002). D.- Batolito de Puerto Vallarta (Schaaf, 1990). E.- Rocas plutónicas de Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (este trabajo). 276

LISTA DE TABLAS

Tabla	Descripción	Pág.
2.1	Columnas litológicas de las regiones de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. A.- Todos Santos La Paz (TSLP), B.- Sierra La Gata (SLG) y C.- Área de estudio (Borde Oriental del Bloque Los Cabos: BOBLC)	17
3.1	Concentrado de información de los trabajos realizado en las rocas del área de estudio. Estación, Coordenadas (UTM); localidad; unidad litológica, petrografía; Elementos Mayores (EM); Elementos Traza (ET); Tierras Raras (REE); Isotopia(Rb-Sr y Sm-Nd); Fechamientos Rb- Sr en biotita (bi), muscovita (ms), feldespato (Felk), roca total (WR); Fechamientos con Sm-Nd en granate y roca total (gte- WR); fechamientos Ar-Ar en biotita (bi) y hornblenda (hb); analisis de granate por microsonda (Gte); X: información con que se cuenta Petrografía: conteo de puntos, X solo descripción petrográfica. I: intrusivo, diq: diques, Fms: formaciones, ogn: ortogneis, calco: calcosilicatos, esq: esquistos, gn: gneis, gr: granito, FSJC: Falla San José del Cabo.	Anexo1
3.2	Columna litológica simplificada en el Borde Oriental del Bloque Los Cabos (área de estudio).	63
3.3	Porcentaje modal de los minerales en las rocas del área de estudio con conteo de Qtz = cuarzo; Kfs= feldespato potásico Bt= biotita, Hbl = hornblenda, %= porcentaje modal, Alt= alteración. Los minerales accesorios (Acc.) son principalmente: zircón, esfena y óxidos de hierro. I= intrusivo, Diq=dique, Ogn= ortogneis.	122
4.1	Concentraciones de elementos mayores (en wt%) determinados por fluorescencia de rayos X en el LUGIS, UNAM. PXC= pérdida por calcinación	161
4.2	Concentración de tierras raras en ppm de las muestras del área de estudio, analizados por ICP-MS en el laboratorio del Instituto de Geofísica, UNAM. La normalización a condrita se efectuó según Evensen <i>et al.</i> (1978).	176
4.3	Concentrado de resultados isotópicos de las rocas y minerales del área estudio (Borde Oriental del Bloque de Los Cabos)	185
4.4	Datos de fechamientos por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita (bi) y hornblenda (hb) realizados en la Universidad de California Los Angeles (UCLA) EUA.	192
4.5	Datos de fechamientos por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita (bi) y muscovita (Ms) realizados en el Queens University, Toronto, Canadá, por Amabel Ortega-Rivera.	194
4.6	Composición química y porcentual de los granates estudiados con la microsonda en el área de estudio. A características químicas (elementos	201

	mayores en wt%), B.- Relaciones porcentuales en %.	
5.1	Comparación de las características sobresalientes de las regiones con rocas metamórficas en la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz	210
5.2	Comparación relativa de las rocas plutónicas de las diferentes regiones de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. Claves: XXXX muy abundantes; XXX: abundantes; XX presentes; X: escasos; ausentes.	229
Anexo 1	Figura 2.1 A y B, Mapa de la Provincia Geológica del Complejo Plutónico de La Paz.	
Anexo 2	Figura 3.1 Mapa de localización de estaciones, muestreo, y toponimia del area de estudio.	295
Anexo 3	Figuras 3.2 y 3.3 Mapa geológico y transectos geológicos realizados en los principales arroyos del área de estudio.	
Anexo 4	Tabla 3.1, Concentrado de información de los trabajos realizados en las rocas del área de estudio.	297

CAPÍTULO 1.- INTRODUCCIÓN.

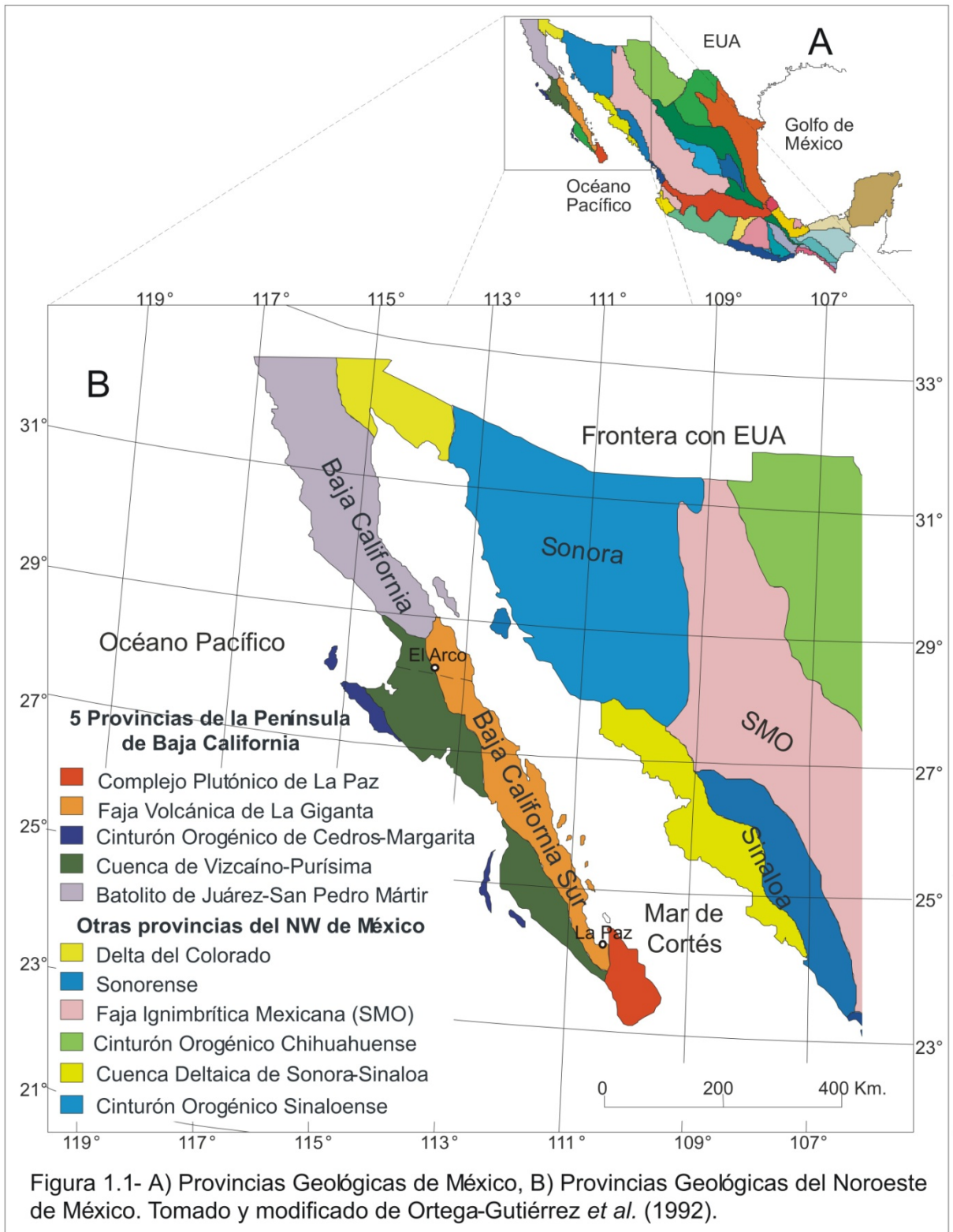
1.1.- LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA

Uno de los rasgos más conspicuos del noroeste de México es la Península de Baja California. Esta es una faja alargada unida al territorio nacional por su parte norte y rodeada por dos mares con características físicas muy disímiles. Por el oriente colinda con un mar interno denominado Mar de Cortés o Golfo de California y por el occidente tiene como frontera el océano Pacífico. La Península de Baja California es la más grande de la costa oriental del océano Pacífico. Medida en línea recta tiene una longitud de 1270 km y un ancho de sólo 43 km, en su parte más angosta que corresponde al istmo de La Paz. Su parte más ancha mide 227 km en la Península de Vizcaíno (Z.Flores, 1998) (figura 1.1A).

Una característica orográfica de la península es la presencia de una cordillera que la recorre prácticamente en toda su extensión y que en la mitad sur está desplazada hacia el oriente. Geológicamente, la península de Baja California como parte de la región Noroeste de México refleja una evolución compleja ocurrida desde el Paleozoico al Reciente, lo cual se manifiesta en las cinco provincias geológicas (figura 1.1B).

Conforme a las provincias geológicas propuestas por Ortega-Gutiérrez *et al.* (1992), el norte de la península (estado de Baja California) corresponde a la provincia geológica Batolito de Juárez-San Pedro Mártir del Mesozoico (figura 1.1B), que forma la raíz de un arco magmático.

Al sur del paralelo 28° N, la península de Baja California puede dividirse en cuatro provincias geológicas. En la parte más occidental que comprende la Península de Vizcaíno, las Islas Cedros y Margarita afloran rocas sedimentarias, metasedimentarias y volcanosedimentarias de edad cretácica asociadas a un ambiente de subducción y un complejo ofiolítico, que define la provincia geológica Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita. Al oriente de la provincia mencionada, formando los valles o planicies amplios de esta parte de la península se encuentra la provincia Cuenca de Vizcaíno-Purísima, conformada por rocas sedimentarias marinas de edad cenozoica de ambiente antearco. El borde oriental del estado de Baja California Sur está caracterizado por un sistema montañoso formando la provincia geológica Faja Volcánica La Giganta que se extiende desde el paralelo 28 (El Arco en la figura 1.1) hasta la región de La Paz en el sur, constituido por rocas tanto volcanosedimentarias como volcánicas formadas en un ambiente de arco continental del Cenozoico. Por último, al sur de La Paz (región meridional de la península) los afloramientos están dominados por rocas graníticas (*sensu lato*) de edad mesozoica con metasedimentos, ortogneis y paragneises, que constituyen el basamento en que fueron emplazados los plutones graníticos. En conjunto, estas rocas metamórficas y los intrusivos mesozoicos definen la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz, considerada producto de un ambiente de raíz de arco (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992).



La geología de la península de Baja California, de acuerdo a Frizzell (1984b), puede ser resumida en tres grupos mayores de rocas:

- 1.- Al oriente existe una espina dorsal de rocas sedimentarias y volcánicas de posible edad precámbrica a cretácica así como rocas graníticas del Cretácico tardío que las intrusionaron.
- 2.- Al occidente están las secuencias de rocas sedimentarias oceánicas, rocas volcánicas y un basamento ofiolítico que no fueron afectados por el evento intrusivo del Cretácico tardío y
- 3.- Rocas sedimentarias postbatolíticas, rocas volcánicas de finales del Cretácico y Cenozoico, mismas que sobreyacen a los dos conjuntos litológicos mencionados previamente.

I.2.- LA REGIÓN MERIDIONAL DE LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA

La región meridional se extiende desde la ciudad de La Paz al norte, hasta Cabo San Lucas al sur (figura 1.2). Al Occidente y al sur, sus límites, están marcados por el Océano Pacífico, mientras que al oriente, el límite es el Mar de Cortés. Los rasgos geológicos y geomorfológicos de la región meridional contrastan con el resto de las provincias de la Península.

La región meridional ha sido denominada de varias maneras: Región Meridional (Mina, 1957); Complejo Cristalino de La Paz (Ortega-Gutiérrez, 1982); Bloque de Los Cabos (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988, 1989a y b, Schaaf *et al.*, 2000); Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992); Terreno Los Cabos (Sedlock *et al.*, 1993 y Sedlock, 2003), lo cual ha creado confusión. En este trabajo se consideró conveniente conservar el nombre de Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. Además se propone con base en los rasgos orográficos, geológicos, geomorfológicos y tectónicos de la misma provincia, subdividirla en nueve regiones (véase figura 1.2): Todos Santos (TS), Sistema Montañoso Central o Bloque Los Cabos (BLC), Cuenca San José del Cabo (CSJC), Bloque La Paz (BLP) (que incluye Sierra Las Cruces (SLC) y Sierra El Novillo (SN)), Sierra La Gata (SLG), Cuenca San Juan de Los Planes (CSJP) y Bloque La Trinidad (BLT), Región Valle de La Paz (VLP) y Región Faja Volcánica La Giganta (FVSG).

La región de Todos Santos está conformada por rocas metamórficas (orto y paragneis, esquistos, pizarras, milonita) y rocas plutónicas (gabro, tonalita y granodiorita) que en conjunto definen un cinturón ígneo-metamórfico. Geológicamente, el límite oriental del cinturón ígneo-metamórfico se refleja en el relieve, así como por la presencia de rocas miloníticas en contacto con rocas plutónicas: el relieve pasa de serranías bajas hasta llegar al sistema montañoso central; las rocas miloníticas definen una franja discontinua, con orientación N-S desde el sur (Rancho Gaspareño) hasta El Triunfo al norte (figura 1.2).

La parte Central de la provincia (figura 1.2) es un sistema montañoso con orientación norte-sur, llamado en este trabajo Bloque Los Cabos (BLC). Orográficamente está integrado por las sierras La Victoria, La Laguna y San Lázaro. Tiene una elevación máxima de 2080 m en su parte centro-norte (Sierra de La Laguna). El Bloque Los Cabos está formado, principalmente, por rocas plutónicas con

subordinados de rocas metamórficas en sus flancos, y está segmentado en bloques menores, por fracturas y fallas regionales con orientación casi este-oeste (N80W). Al oriente, el límite del Bloque Los Cabos es el sistema de falla de San José del Cabo (FSJC), que separa al Bloque Los Cabos de las rocas de la cuenca sedimentaria de San José del Cabo (CSJC), que está conformada por rocas sedimentarias marinas del Terciario y rocas continentales de edad del Pleistoceno y Cuaternario.

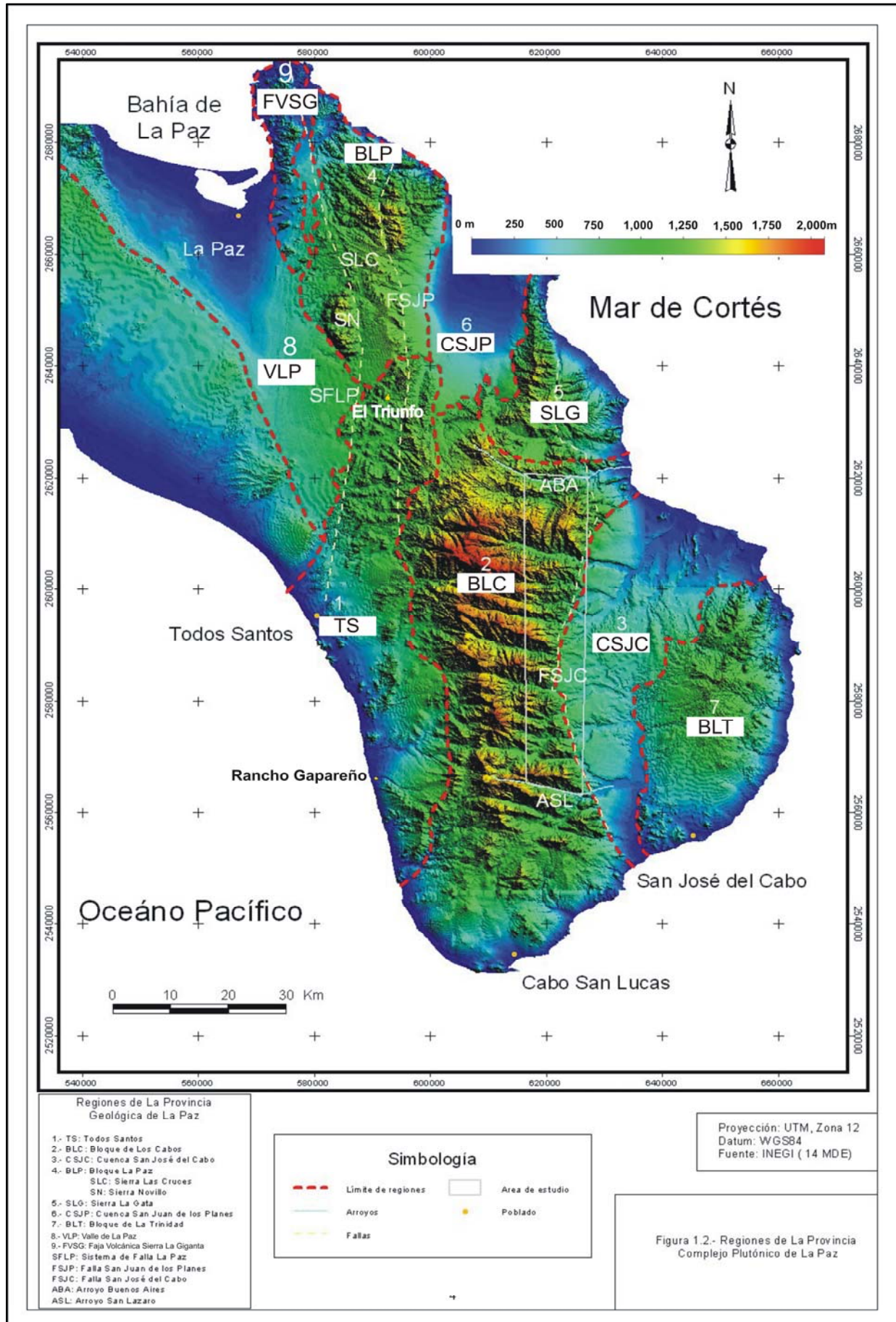
En su extremo norte, el sistema montañoso central de la región meridional se bifurca en dos ramales o sistemas orográficos: la región de La Paz, que en este trabajo se denomina Bloque La Paz (BLP) y comprende la Sierra Las Cruces (SLC) y Sierra El Novillo (SN), formadas por rocas intrusivas félsicas y máficas, respectivamente. El BLP presenta al oriente el sistema de falla San Juan de los Planes (SFSJP) y al occidente el sistema de falla La Paz (SFLP).

El segundo ramal define la Sierra de La Gata (SLG), también conocida como El Carrizalito, limitada al oriente por la continuación del sistema de falla San José del Cabo y al occidente por un sistema de fallas denominado La Gata. La Sierra La Gata es un complejo metamórfico y uno o varios ensambles plutónicos. Entre ambos sistemas orográficos queda ubicada la cuenca de San Juan de Los Planes (figura 1.2).

El Oriente de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz está conformada, principalmente, por rocas plutónicas (granodiorita, tonalita y granito) y volcánicas (derrames riodacíticos) a subvolcánicas (diques) y en el presente estudio se denomina Bloque La Trinidad (figura 1.2). Un rasgo notable, al norte de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz, es la presencia del Valle de La Paz-El Coyote que separa las rocas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz de la Provincia Faja Volcánica La Giganta, la última conformada en esta región por una secuencia de rocas volcanosedimentarias y volcánicas (FVSG) de edad entre 28 Ma y 19 Ma (Hausback, 1984; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988).

I.3.- UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio comprende el Borde Oriental del Bloque Los Cabos (BOBLC); limitado al oeste por las estribaciones del sistema montañoso central; al norte el límite del área es marcado por el Arroyo Buenos Aires (ABA); al sur por el Arroyo San Lázaro (ASL) y al oriente lo define el sistema de la falla San José del Cabo, que expone afloramientos de las rocas metamórficas y plutónicas del Bloque Los Cabos y las pone en contacto con las rocas sedimentarias de la cuenca San José Cabo (figura 1.2).



I.4.- SITUACIÓN ACTUAL DEL CONOCIMIENTO DEL ÁREA DE ESTUDIO

La geología del estado de Baja California ha estado bien documentada, como lo demuestran los trabajos de cartografía realizados por Gastil (1975, 1983 y 1993), Gastil *et al.* (1976, 1981) y Gastil y Miller (1984 y 1993). Por su parte, la geología del estado de Baja California Sur ha sido estudiada desde principios de siglo XX por diversas instituciones, principalmente, con fines mineros y petroleros (Comisión Exploradora del Pacífico, 1922; Beal, 1948; Mina, 1957, entre otros). Los trabajos, mencionados anteriormente, son los primeros que describen los rasgos geológicos generales de la península e incluyen la región meridional.

En tiempos más recientes, apareció el volumen "Geology of the Baja California Península", editado por Frizzell (1984a) y publicado por la sección pacífica de la *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*. Dicho volumen recopila los avances del conocimiento geológico de la península. Durante el periodo de 1984 a la fecha, muchos trabajos han sido realizados en diferentes partes de la península con diferentes fines y a distintas escalas y una parte de ellos son publicados en el Special Paper 279 de la *Geological Society of America* (The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California) editado por Gastil y Miller en 1993. Recientemente, fue publicado el Special Paper 374 (Tectonic Evolution of Northwestern México and the Southwestern U.S.A), editado por Johnson *et al.* (2003). Estas publicaciones resumen el conocimiento geológico regional de la península. Sin embargo, existen otros trabajos, tesis y artículos, que fueron publicados en revistas especializadas y que aportan más información sobre temas y áreas específicas de la península.

Dentro de los trabajos enfocados a la cartografía regional de rocas sedimentarias de la región meridional de la península destacan los de Pantoja-Alor y Carrillo-Bravo (1966), McCloy (1984), Martínez-Gutiérrez (1994) y Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997), que están relacionados con la estratigrafía y la evolución de la cuenca terciaria de San José del Cabo.

En los años 80's, Aranda-Gómez (1982) y Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1986,1988; 1989a) cartografiaron, sistemáticamente, el cinturón ígneo-metamórfico de la región de Todos Santos hasta el noreste de La Paz; reconocieron varias unidades litodémicas y establecieron una "estratigrafía informal", así como un bosquejo de un modelo geológico evolutivo.

Los trabajos de cartografía en la región meridional reportan la presencia de secuencias metamórficas de grado medio a alto con desarrollo de zonas de migmatitas, evidencias de fusión y granitos anatéticos (p. ej. La Sierra La Gata; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1995b), Pérez-Venzor (1993, 2000), Pérez-Venzor y Aranda-Gómez (1995), Pérez-Venzor *et al.* (2000) y Hiraes-Rochin (2004). Dichos trabajos, también, evidencian la presencia de procesos magmáticos que generaron desde gabros hasta granitos (*sensu stricto*).

Los rasgos estructurales, principalmente los relacionados con el fallamiento en condiciones de deformación frágil, han sido documentados por Pérez-Venzor *et al.* (1992b, 1996a, 1997a, b y c), Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1997), Fletcher *et al.* (1998, 2000a y 2000b, 2003), Bravo-Pérez (2001), Pérez-Espinoza *et al.* (2000) y Pérez-Espinoza y Pérez-Venzor (2001 y 2002). Los autores referidos consideran que los eventos de fallamiento desarrollados, posiblemente están asociados al sistema de Cuencas y Sierras y a la provincia extensional del Golfo de California representados por los sistemas de fallas:

- a) **San Juan de Los Planes documentada por Puy-Alquiza (1992) y Nieto Samaniego *et al.* (2003, 2005 a y b).**
- b) **Sistema de fallas de San José del Cabo, referido por Pérez-Venzor (1993), Pérez-Venzor *et al.* (1992a, 1996a, 1997a, b y c), Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997), Fletcher *et al.* (2000a), Pérez-Espinoza *et al.* (2000), Pérez-Espinoza y Pérez-Venzor (2001 y 2002) y Bravo-Pérez (2001).**
- c) **El sistema de fallas Bloque Los Cabos referidos por Pérez-Venzor *et al.* (1997a, b y c), Pérez-Venzor y Schaaf (1998), Schaaf *et al.* (2000), Pérez-Espinoza *et al.* (2000) y Pérez-Espinoza y Pérez-Venzor (2001 y 2002).**
- d) **El sistema de fallas La Gata (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1997).**

Los procesos de deformación en condición cristal-plástica con desarrollo de zonas miloníticas son reportados en el cinturón ígneo-metamórfico de Todos Santos por Aranda-Gómez (1982), Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1989a) y en la Sierra La Gata por Pérez-Venzor (1993), Pérez-Venzor y Aranda-Gómez (1995), Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1995a y b) y Hiraes-Rochin (2004). Schürzinger (2004) y Mattern *et al.* (2010) reportan dos franjas: una discontinua con orientación nortesur desde Plutarco Elías Calles hasta El Triunfo (véase figura 2.2) y la otra en el flanco occidental de la Sierra La Gata, que define las rocas miloníticas de la región meridional.

Las características (geometría, cinemática y dinámica) de la deformación en plutones cretácicos asociados con la falla de La Paz fueron documentadas por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1986, 1988 y 1989a), Pérez-Venzor *et al.* (1992b), Ramos-Velázquez (1998), Schürzinger (2004) y Mattern *et al.* (2010).

La edad de las rocas intrusivas de la región meridional ha sido documentada mediante fechamientos por K-Ar en biotita y hornblenda entre 70 y 110 Ma, con un pico entre 80 y 100 Ma (Frizzell, 1984b; Grove *et al.*, 2003), mientras que un fechamiento por U-Pb en zircones de una granodiorita en el sur de la provincia, cerca de Cabo San Lucas, dio una edad de 94 Ma (Frizzell, 1984b; Grove *et al.*, 2003; Fletcher *et al.*, 2007). Los estudios de geoquímica y paleomagnetismo de Schaaf *et al.* (2000) establecen las características isotópicas y geocronológicas de la provincia, son abordadas en el capítulo IV del presente trabajo.

A nivel regional, se ha argumentado que el NW de México forma parte del sistema montañoso cordillerano (Coney, 1972; Campa, 1985; De Cserna, 1992) y que éste ha experimentado una evolución peculiar, desde el Paleozoico hasta el Cretácico (Burchfield *et al.*, 1992). Algunas de sus características principales son: a) su evolución se dio en el límite de una región oceánica y una continental, b) la acreción de terrenos y c) los desplazamientos grandes hacia el norte y sur. La Península de Baja California en este contexto forma parte del Sistema Montañoso Cordillerano. Existen argumentos paleomagnéticos y geológicos relacionados con el traslado o desplazamiento de la península. Unos que están a favor de poco traslado significativo durante el Cretácico (Böhnel *et al.*, 1992; Dickinson, 1996; Schaaf *et al.*, 1997, 2000; Dickinson y Butler, 1998; Dickinson y Lawton, 2001) y otros argumentan traslados de la península por miles de kilómetros (Teissere y Beck, 1973; Beck, 1980, 1989 y 1991; Patterson, 1984; Hagstrum *et al.*, 1985, 1987; Hagstrum y Filmer, 1990).

Dicha controversia está sustentada por una parte en la posición de la península entre 1,000 y 3,000 km al sur de la posición actual hace 90 Ma y por otra parte, en evidencias geológicas que postulan una posición similar a la actual con relación al cratón de Norteamérica también hace 90 Ma. Por ejemplo, los trabajos paleomagnéticos y geoquímicos en el Bloque Los Cabos realizados por Schaaf *et al.* (2000) indican un desplazamiento mínimo hacia el norte con respecto a la porción continental de México, si es que existe, y que puede estar relacionado a la apertura del Golfo de California.

Analizando los datos isotópicos y paleobarométricos de las Cordilleras Peninsulares, Butler *et al.* (1991) consideraron que la inclinación de las rocas plutónicas de estas Cordilleras puede ser el causante de la mayoría de los datos paleomagnéticos discordantes observados, sin necesidad de recurrir a un transporte al norte en gran escala. Tales conclusiones son apoyadas por Ortega-Rivera (1997) en su estudio geocronológico y de la historia térmica del batolito de las Cordilleras Peninsulares de la Alta y Baja California.

Adicionalmente los datos paleomagnéticos de los terrenos Guerrero y Xolapa, presentados por Böhnel *et al.* (1992), tienen la misma paleolatitud y sugieren una estabilidad tectónica desde el Cretácico medio. Los autores mencionan que solamente, de manera ocasional, se definen movimientos rotacionales contra el sentido de las manecillas del reloj sin evidencias de desplazamientos latitudinales a lo largo de una megacizalla con movimiento lateral derecho, como lo proponen Gastil *et al.* (1981). Los datos presentados por Böhnel *et al.* (1992), contrastan con los resultados del Occidente de Norteamérica, en donde los paleopolos indican traslación en dirección norte y rotación de terrenos en sentido de las manecillas del reloj desde el Cretácico. Schaaf *et al.* (2000) consideran que existe cercanía o traslape en la posición de los polos magnéticos cretácicos y terciarios entre Baja California y Norteamérica.

También, se ha propuesto que las Sierras Peninsulares de California y del noreste de Baja California son un batolito compuesto por granitoides tipo-I y tipo-S; en donde la distribución de las rocas prebatolíticas y las batolíticas muestran una asimetría transversal en términos de litología, metamorfismo, estilo de deformación y patrones isotópicos de Sr (Gastil, 1975). Estos granitoides presentan una variación en composición, de gabro y tonalita en el oeste, a granodiorita, granito y granito alcalino al este. La geocronología de U-Pb en zircones da edades de 120 a 105 Ma para las rocas del occidente y de 105 a 83 Ma en las del oriente. Los fechamientos por el método de K-Ar en hornblendas y biotitas de las rocas plutónicas referidas, son de 5 a 10 Ma más jóvenes comparadas con los de U-Pb. Esta discordancia de edades se incrementa a 10 y 20 Ma y más en las rocas plutónicas del oriente. Lo anterior, sugiere la existencia de dos arcos compuestos: uno estático al occidente (más antiguo) y uno más joven migrando al oriente (Gastil *et al.*, 1976; Silver *et al.*, 1979; Gastil y Miller, 1983, 1984). En la región meridional de la península de Baja California existe un arreglo similar al mencionado anteriormente: las rocas gabroicas y tonalíticas más antiguas están al occidente mientras que las rocas granodioríticas y graníticas están al oriente.

A nivel regional, para el caso de Sonora, Roldán-Quintana (2002) consideró una migración de edades de occidente a oriente del Arco Larámide en Sonora y reportó fechamientos por el método de K-Ar en biotita, hornblenda y muscovita para las rocas plutónicas laramídicas de 81 Ma a 53 Ma y fechamientos por Rb-Sr en biotita y roca entera de una tonalita y una granodiorita del arco Larámide de 63.4 ± 2.5 Ma y 49.9 ± 2.0 Ma, respectivamente. También reconoció la ausencia de rocas con edades entre 100 Ma y 90 Ma. Sin embargo, recientemente, Ramos-Velázquez *et al.* (2008) mostraron mediante geocronología de U-Pb en zircones de rocas graníticas del batolito costero de Sonora que el batolito fue emplazado durante el Cretácico tardío entre 90.1 ± 1.1 y 69.4 ± 1.2 Ma.

En Sinaloa las rocas plutónicas y metamórficas descritas por Anderson *et al.* (1972), Anderson y Silver (1974), Mullan (1975, 1978) y Damon *et al.* (1981, 1983 y 1984) tienen edades desde el Jurásico (190 a 160 Ma) hasta el Aptiano (113 a 110 Ma). Por su parte, Henry (1975), Henry y Fredrikson (1987) y Henry *et al.* (2003) reportan edades por el método de K-Ar de 139 Ma a 56 Ma para las rocas metamórficas y plutónicas de la región del Fuerte.

La Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz presenta características litológicas y geoquímicas similares en términos generales a las rocas plutónicas reportadas para las Sierras Peninsulares, Sonora, Sinaloa y Jalisco (Puerto Vallarta). Lo anterior sugiere potencialmente una relación en cuanto al origen y ambiente tectónico-magmático.

En la región de Todos Santos (Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz) Carrillo-Chávez (1992) propuso la presencia de una estructura del tipo “*Metamorphic core complexes*”. En una primera aproximación, su característica parece aplicar para la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. Con la presencia de rocas metamórficas de grado medio a alto, intrusivos con deformación marcada y desarrollo de foliación y lineación concordante con la trama regional,

evidencias de deformación Larámide, intrusivos laramídicos, deformación de Cuencas y Sierras y de la Provincia Extensional del Golfo. Sin embargo, los datos actualmente disponibles acerca la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz indican que ésta tiene más semejanza con una estructura de arco magmático más que a una estructura de “*Metamorphic core complexes*”, cuyas características principales son la presencia de una cobertura superior separada de la inferior por una zona de desprendimiento (*decollement*) y el desarrollo de deformación milonítica de edad terciaria sobrepuesta a la fábrica primaria (Coney, 1980). Ambas características están ausentes en la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz.

En Sonora se han documentado varias estructuras de “*Metamorphic Core complexes*”, en donde la edad de la deformación dúctil en la placa inferior está restringida al intervalo de tiempo de 35 a 15 Ma (Mioceno medio-Oligoceno) (Nourse, 1990 y Nourse *et al.*, 1994). En Sonora, estas estructuras y los batolitos coinciden geográficamente. Aquí los batolitos sí están afectados por los “*Metamorphic Core Complexes*” y tienen un origen tectónico extensional con efectos térmicos asociados.

La edad de los “*Metamorphic core complexes*” parece estar asociada a un periodo de actividad magmática desarrollada después de la orogenia Larámide y antes del desarrollo de Cuencas y Sierras. Esto aparentemente se refleja en el área de la falla de La Paz, la de San Juan de Los Planes, así como la de San José del Cabo, que al inicio de su evolución pudieron estar asociadas a la deformación Larámide y que cambiaron posteriormente a un patrón de Cuencas y Sierras. Los intrusivos con deformación están presentes en el área de estudio, pero no con la deformación milonítica, ni evidencias de estar asociados con una estructura de desprendimiento (*decollement*). Sin embargo, existe la posibilidad de que la falla de San Juan de Los Planes sea una estructura laramídica que desplazó a la Sierra de La Gata.

En las rocas expuestas en el Borde Oriental del Bloque Los Cabos, las características petrográficas (mineralogía, textura), estructurales (foliación, pliegues), así como el desarrollo de fusión parcial y asimilación fueron condicionadas, entre otros factores, por la distribución y composición de la roca afectada (protolito) en el momento de los eventos magmáticos y metamórficos.

Las rocas metamórficas y los granitoides más antiguos del Borde Oriental del Bloque Los Cabos experimentaron deformación dúctil (que produjo foliación y lineación tectónica). También existen evidencias de deformación frágil sobrepuestas a las rocas metamórficas y graníticas sin presencia de desarrollo de estructuras penetrativas (Pérez-Venzor *et al.*, 1997c; Pérez-Venzor y Schaaf, 1998; Pérez-Espinoza *et al.*, 2000; Pérez-Espinoza y Pérez-Venzor, 2001 y 2002).

En el Borde Oriental del Bloque Los Cabos, tanto en las rocas metamórficas como en las intrusivas, la repetición constante de las relaciones de campo (litología, distribución, contactos, mineralogía, textura, estructuras) puede ayudar a establecer la edad relativa de los eventos intrusivos

(pretectónicos, sintectónicos o postectónicos), metamórficos (regional o de contacto) y de deformación (dúctil o frágil).

1.5.- HIPÓTESIS DE TRABAJO Y DEFINICIÓN DEL PROBLEMA

El Borde Oriental del Bloque Los Cabos está constituido por rocas plutónicas y metamórficas afectadas por deformación dúctil y frágil y forma parte de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz y por lo tanto tiene potencial para ser un modelo de orógeno en márgenes convergentes, dentro del nuevo paradigma de los magmas graníticos en cinturones orogénicos y que asume que los procesos tectónicos-metamórficos-magmáticos están relacionados.

El estudio del área propuesta permitirá caracterizar la evolución geológica y geoquímica y su relación con el resto de la provincia y con el occidente de México.

Las rocas plutónicas son producto de una o varias combinaciones de fuentes de origen (fusión del manto, fusión cortical, o combinación de ambos) y procesos magmáticos (diferenciación, cristalización fraccionada, contaminación y asimilación cortical, mezcla de magmas) pero no hay una aceptación universal con relación a la solución del problema genético de las rocas graníticas. Por lo tanto, un modelo petrogenético para un batolito "A" solamente es parcialmente aplicable a un batolito "B" (Clarke, 1992).

Un aspecto importante en las rocas ígneas, particularmente en las graníticas, es que teóricamente el magma precursor viaja verticalmente desde sus regiones de origen e interactuó con su entorno mediante procesos de asimilación cortical o mezcla de magma. En consecuencia, poco puede uno leer sobre su origen a partir de las relaciones de corte observadas en los afloramientos, puesto que éstos generalmente no representan el magma original (Hall, 1987). Sin embargo, la secuencia de la evolución petrológica puede ser inferida, usando secciones geológicas que incluyan litología, estratigrafía, rasgos estructurales, características petrológicas y geoquímicas, a través de los batolitos. Lo anterior es básico para obtener información relacionada con variaciones de litología, textura y mineralogía, elementos mayores, elementos traza, tierras raras (por ejemplo Gromet y Silver, 1983, 1987), características isotópicas y geocronológicas, así como relaciones de campo a partir de los endocontactos (término referido a las relaciones de contactos dentro de un mismo complejo intrusivo). Los contactos (i.e., relaciones entre las rocas del complejo intrusivo con otros complejos ya sean intrusivos, metamórficos o estructurales) y los exocontactos (relaciones entre las rocas encajonantes) permiten reconocer y documentar las diferentes fases intrusivas, los eventos de la deformación (pretectónicos, sintectónicos o postectónicos) así como la estratigrafía.

Por lo expuesto anteriormente, si las rocas son el producto final de procesos químicos y físicos ¿podemos usar el estado presente de las rocas graníticas para aprender sobre los procesos que expliquen su origen y evolución?

Si la respuesta es sí, ésta debe ser buscada en el conjunto de evidencias dejadas por los procesos asociados a la evolución de los intrusivos, que puedan permitir la reconstrucción de la historia desde su región de origen hasta su estado actual. Lo anterior implica cumplir con tres tareas: a.- reconocer esos rasgos; b.- interpretar cada uno de ellos correctamente y c.- integrarlos dentro de un modelo de la evolución y origen de estas rocas graníticas.

Para entender a las rocas graníticas es indispensable realizar un trabajo integral: iniciando en el campo (cartografía), seguido por el trabajo de laboratorio (petrografía, petrología), un análisis estructural, estudios geoquímicos (elementos mayores y traza) e isotópicos y geocronológicos. Por lo tanto, las relaciones entre los intrusivos con las rocas encajonantes (los contactos) son esenciales y críticas, para el entendimiento de los procesos involucrados y su cronología. Por ejemplo, los bordes de los intrusivos cerca de los contactos algunas veces llegan a desarrollar buena foliación o una textura autoclástica. En otras ocasiones, los contactos son graduales o abruptos y pueden también ser concordantes o discordantes. Estas variaciones en los contactos aportan información sobre mecanismo de ascenso (diques, diapiros), emplazamiento (profundo, somero), grado de cristalización (líquido, líquido + sólido; sólido), así como edad relativa de la intrusión con relación a la deformación (pretectónica, sintectónica y postectónica).

Las características de las rocas encajonantes, tales como el grado metamórfico (bajo, medio, alto, de contacto), la litología (su mineralogía y textura), las estructuras (bandeamiento, foliación, lineación) y el protolito (roca original) ayudan a una interpretación correcta de los procesos involucrados (Pitcher, 1979, 1982, 1993; Pitcher *et al.*, 1985; Paterson *et al.*, 1989; 1991; Clarke, 1992, 1996).

1.6.- JUSTIFICACIÓN

Las características generales de los rasgos geológicos de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (región meridional) han sido descritas en la literatura. Sin embargo, a pesar de que se conoce la presencia de rocas metamórficas en la región meridional de la península; a la fecha, aún existen muchas preguntas por responder sobre las relaciones entre metamorfismo, magmatismo y deformación de las rocas del Bloque Los Cabos en general, así como del Borde Oriental del Bloque Los Cabos en particular.

Las características litológicas, petrográficas, estructurales y geoquímicas de las rocas metamórficas y plutónicas de la región meridional de la península son conocidas, pero existe un desconocimiento de los detalles para las rocas metamórficas y plutónicas del Complejo Plutónico de La Paz que afloran en el Borde Oriental del Bloque Los Cabos. También se desconoce su edad exacta, el protolito original en el caso de las rocas metamórficas y la evolución magmática para las rocas

plutónicas y por consecuencia la relación que guarda con el cinturón ígneo-metamórfico de Todos Santos y con la evolución tectonomagmática del occidente de México.

En un contexto general, existen modelos propuestos por Gastil *et al.* (1976, 1981), Gastil y Miller (1984, 1993), Clark *et al.* (1982), Ortega-Rivera (1997, 2003), Valencia-Moreno *et al.* (2001, 2003), Roldán-Quintana (2002), Ramos-Velázquez (2008), entre otros, para explicar los procesos magmáticos, la variación isotópica, petrológica y geocronológica de las rocas batolíticas del occidente de México. Por lo que el Bloque Los Cabos y el área de estudio dan la oportunidad de documentar parte de esos procesos y comprobar o descartar algunos modelos propuestos ya publicados, así como explicar la variación magmática en tiempo y espacio de las rocas batolíticas del occidente de México. Por ejemplo, las características geoquímicas e isotópicas de los batolitos de Puerto Vallarta, reportados por Schaaf (1990) y Schaaf *et al.* (1995) son similares a las reportadas para la región meridional y el Bloque Los Cabos por Schaaf *et al.* (2000).

Actualmente existe controversia y desconocimiento sobre la paleoposición de la península de Baja California respecto al resto del país y Norte América. Estudios como los realizados por Schaaf *et al.* (2000), Böhnel y Delgado-Argote (2000) y Böhnel *et al.* (2002) concluyeron que la península ha experimentado poco movimiento desde el Cretácico Tardío (90 Ma) hasta antes de la separación del continente. Pero aún no se define el papel del Bloque Los Cabos. En el contexto regional, el Bloque Los Cabos y en particular el Borde Oriental del Bloque Los Cabos pueden aportar información relacionada con los modelos (propuestos por diferentes autores) para los grandes transportes inferidos para la península de Baja California.

En el Borde Oriental del Bloque Los Cabos existe un potencial geológico para aportar información tendiente a confirmar las hipótesis y establecer teorías sobre el origen, la generación y la evolución de las rocas graníticas ya establecidas en otras localidades de Europa, Australia, Estados Unidos y compararlas con los resultados de este trabajo de investigación.

Las condiciones de los afloramientos en el Bloque Los Cabos y en particular del Borde Oriental del Bloque Los Cabos (variedad litológica, contactos litológicos, acceso y exposición de afloramientos por los arroyos principales, dimensiones de las áreas de afloramiento, el poco intemperismo, la poca vegetación, los diferentes niveles de exposición) son favorables y ofrecen la oportunidad de documentar y resolver el problema planteado, así como entender parte de la evolución geológica en un contexto local y regional.

I.7.- OBJETIVO DEL TRABAJO

Se considera que la geología del Borde Oriental del Bloque Los Cabos brinda la posibilidad de entender los procesos relacionados con su origen y evolución y dar respuesta a preguntas, tales como:

¿Qué características litológicas, estratigráficas, petrográficas y estructurales presentan las rocas?

¿Cuál es la relación entre metamorfismo, magmatismo, deformación y desarrollo de migmatitas?

¿Qué características geoquímicas, isotópicas y geocronológicas existen?

¿Cuál es la edad y la evolución magmática de las rocas plutónicas?

¿Qué relación guarda el Borde Oriental del Bloque Los Cabos con los modelos de la formación de granitos en cinturones orogénicos de márgenes convergentes?

¿Qué relación hay entre la evolución geológica del Borde Oriental del Bloque Los Cabos con la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz y con el occidente de México?

El estudio propuesto plantea documentar de manera integral las características de las rocas del Borde Oriental del Bloque Los Cabos en relación a un fenómeno geológico, donde metamorfismo, magmatismo y tectónica están potencialmente asociados.

El trabajo aquí propuesto no puede dar respuesta a todas las preguntas formuladas anteriormente, pero sí contribuir significativamente con información que ayude a comprender la problemática de la región y aportar datos para estudios posteriores.

CAPITULO 2. - GEOLOGÍA DE LA PROVINCIA GEOLÓGICA COMPLEJO PLUTÓNICO DE LA PAZ

(GEOLOGÍA REGIONAL)

En este capítulo, se describe la geología regional de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). El alcance de este trabajo resulta de una síntesis del trabajo del autor y los trabajos previos, los cuales incluyen aspectos litológicos, estratigráficos, estructurales y geoquímicos; muchos de estos son mostrados en la figura 2.1. Los rasgos son descritos considerando las regiones en que es dividida la provincia (capítulo 1, figura 1.2). Debido a la escala de trabajo en el mapa geológico, muchas unidades no pueden ser representadas en detalle por lo que adicionalmente se presentan dos secciones geológicas, escala 1:50 000 (sección norte y sección sur), mostradas en la figuras 2.1 A y B, y referidas en el texto conforme se hace la descripción de la geología. Adicionalmente estas figuras se presentan en escala ampliada en el anexo-1.

Para fines descriptivos, cada una de las secciones se dividió en tres sectores:

- a).- El occidental, que comprende los afloramientos del complejo metamórfico de Todos Santos
- b).- El sector central, que corresponde al sistema montañoso central o Bloque Los Cabos
- c).- El sector oriente, que incluye las rocas ígneas y metamórficas del Borde Oriental del Bloque Los Cabos, así como las rocas sedimentarias de la cuenca de San José del Cabo.

2.1.- LITOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DE LA PROVINCIA GEOLÓGICA COMPLEJO PLUTÓNICO DE LA PAZ

Las características litológicas y estratigráficas de las rocas de la Provincia Complejo Plutónico de La Paz son agrupadas en complejos metamórficos, ensambles plutónicos y formaciones sedimentarias. Los complejos metamórficos están distribuidos principalmente en las regiones de Todos Santos, Sierra La Gata y el área de estudio (ver figuras 1.2 y 2.1).

Los ensambles plutónicos forman parte de las regiones de La Paz (Sierras Las Cruces y El Novillo), Bloque Los Cabos, Sierra La Gata y Bloque La Trinidad. Las rocas sedimentarias conforman la cuenca San José del Cabo, San Juan de Los Planes y Valle La Paz.

2.1.1.- Complejos Metamórficos

2.1.1.A.- Complejo Metamórfico de Todos Santos(Cinturón Metamórfico de Todos Santos)

Las rocas metamórficas que afloran en la región de Todos Santos son denominadas en este trabajo "Complejo Metamórfico de Todos Santos". Sus características geológicas tienen como marco de

referencia el trabajo de Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1989a y b); así como los trabajos de cartografía (inéditos) de Sierra-Rodríguez (1988); Pérez-Venzor y Aranda Gómez (1991); Pérez-Venzor *et al.* (1996b). Las rocas fueron agrupadas en un litodema metasedimentario.

Las rocas del complejo metamórfico de Todos Santos forman serranías y lomeríos bajos y aislados entre la línea de costa (Océano Pacífico) y el sistema montañoso central (Bloque Los Cabos); afloran desde rancho Gaspareño, al sur, hasta la región sureste de La Paz, en el norte (Figuras 2. 1 y 2.2). Estas rocas comprenden metasedimentos que incluyen: pizarra, filita, esquisto, mármol, milonita, paragneis y ortogneis (tabla 2.1).

En términos generales, la distribución del patrón estructural de estas unidades puede variar localmente tanto en el norte (región sureste de La Paz), en el centro (Todos Santos) y en el sur (Gaspareño, Plutarco Elías Calles), pero a nivel regional existe un patrón definido en cuanto a distribución y relaciones espacio-temporales, formando franjas, burdamente paralelas con rumbo N-S. Estas franjas corresponden al sector oeste en las secciones norte y sur de la figura 2.1A y 2.1B.

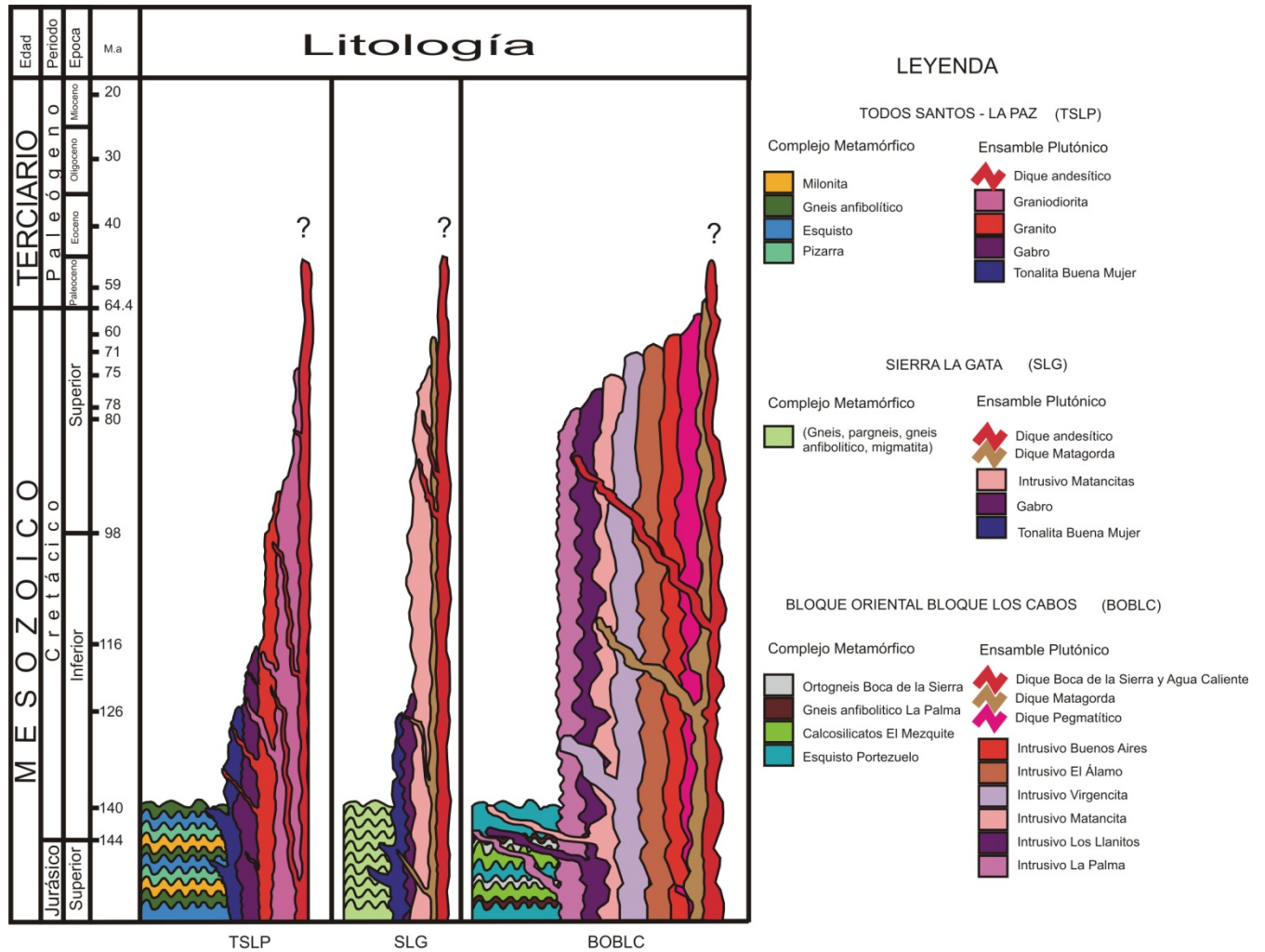
Franja “A” (Gneis Tonalítico Buena Mujer)- Son una serie de afloramientos aislados, distribuidos hacia la costa desde el poblado de Gaspareño al sur, hasta el occidente de la Sierra Las Cruces (figura 2.1). La unidad está considerada como parte del ensamble plutónico pre-tectónico y fue denominada gneis tonalítico La Buena Mujer por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1989a y b) y Sierra-Rodríguez (1988). Sus rasgos distintivos son: la coloración gris a gris oscuro, la foliación y la presencia ocasional de abundantes enclaves microgranulares orientados, preferentemente paralelos a la foliación.

La unidad presenta dos tipos de foliación. Una se interpreta como tectónica y otra como magmática. En la región de La Paz (Sierra Las Cruces y El Novillo), la foliación que presenta la tonalita Buena Mujer se considera como magmática (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988; Ramos-Velázquez, 1998), con zonas de bandas de cizalla. En Todos Santos la foliación es predominantemente tectónica (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989a). Esto implica que la unidad sea un gneis tonalítico en algunas partes y en otras una tonalita. En este último caso, la textura en la roca varía de hipidiomórfica granular media a gruesa.

En la región de La Muela, los primeros afloramientos del gneis tonalítico Buena Mujer se observan en la localidad 3 del perfil de figura 2.1A. Las relaciones de campo indican que hacia el oriente el gneis tonalítico está en contacto principalmente con metapelita, pizarra, o filita (figura 2.1A, localidad 4). El contacto está evidenciado por una zona de deformación intensa y otra transicional que consiste en una alternancia de franjas (pantallas) de metasedimentos y tonalita deformada (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989a).

En la región sur en Plutarco Elías Calles (localidades 1 y 2 de la figura 2.1B), el gneis tonalítico Buena Mujer está en contacto con un gneis anfíbolítico con esquisto cuarzo-feldespático. El contacto está evidenciado por una deformación progresiva que genera en la unidad una variación desde tonalita a gneis tonalítico. El contacto es paralelo y aparentemente concordante con la foliación de los

Tabla 2.1.- Columnas litológicas de las regiones de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. A.- Todos Santos La Paz (TSLP), B.- Sierra La Gata (SLG) y C.- Área de estudio (Borde Oriental del Bloque Los Cabos: BOBLC)



metasedimentos, la cual es prácticamente N-S y con inclinación de 75° a 80° al oriente, con pantallas de roca máfica deformada (figura 2.3.A).

En el primer caso está separada por una zona de deformación (zona de falla de La Paz) y el contacto con el gabro El Novillo es confuso y aún no está bien entendido; se manifiesta por cambios mineralógicos y texturales (Aranda-Gómez y-Pérez-Venzor, 1989a; Pérez-Venzor y Aranda-Gómez, 1991; Pérez-Venzor *et al.*, 1992b, 1994; Schaaf *et al.*, 1999).

Los fechamientos de la tonalita foliada expuesta al oriente y sur de La Paz reportados por Schaaf *et al.* (2000) en roca total y biotita por el método Rb-Sr dan 93 ± 2 Ma (BLC-3) y 116 ± 2 Ma. (BLC-7), respectivamente, y son interpretados como edades de enfriamiento.

Franja "B" (Pizarra y Filita).- Esta unidad aflora principalmente entre Todos Santos (Arroyo La Muela) y la región de El Triunfo (Arroyo Hondo) (figura 2.1) y consiste de pizarra y filita con una foliación marcada en dirección N-NE, concordante con las franjas "A" y "C". Otro rasgo distintivo es la presencia de porfidoblastos de andalucita que muestra evidencias de deformación (estructuras de budines y porfidoblastos alargados) (figura 2.3B).

Hacia Todos Santos, las rocas se tornan más psamíticas, formando mica-esquistos y esquistos con intercalaciones de mármol (Sierra-Rodríguez, 1988; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989a). Hacia el sur de Todos Santos (Pescaderos y Candelaria), las filitas y pizarras desaparecen y los afloramientos son dominados por esquisto cuarzo-feldespático, gneis anfibolítico y milonita (Pérez-Venzor *et al.*, 1996b).

En la región de Arroyo La Muela y Arroyo El Veladero, la filita y la pizarra están al occidente en contacto con la tonalita Buena Mujer (localidad 4, de la figura 2.1A), mientras que al oriente el contacto es con la roca protomilonita (Cañada El Oreganal) (localidad 5 de la figura 2.1A y figura 2.3C).

Franja "C" (Milonita).- Esta unidad forma los complejos estructurales denominados Milonita Arroyo Grande y Milonita Cañada del Oreganal (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989a) y aflora de manera discontinua desde Arroyo Hondo al norte con prolongación hacia la región de Pescaderos y Candelaria (figuras 2.1 y 2.2). Son rocas de color claro y de grano grueso. Su composición es principalmente cuarzo-feldespática con muscovita, biotita y granate (Pérez-Venzor *et al.*, 1996a; Sierra-Rodríguez, 1988). La milonita en el Arroyo Grande presenta una excelente foliación de N40°E y 40°SE y la lineación es S25°W con 12°. La milonita de Cañada Oreganal (figura 2.3C) tiene rumbo N-S a N 10°E con 30°E y lineación S40°E con 25°.

Al occidente de la región de la Muela–El Veladero la milonita está en contacto con la metapelita y la filita (localidad 5, de la figura 2.1A), mientras que al oriente la franja de milonita está en contacto con rocas félsicas de grano fino que corresponden al intrusivo cuarzomonzonítico La Junta (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989a), alternando con una roca máfica deformada (gneis anfibolítico), que define una zona compleja sin una definición clara de foliación (localidad 6 de la figura 2.1A).

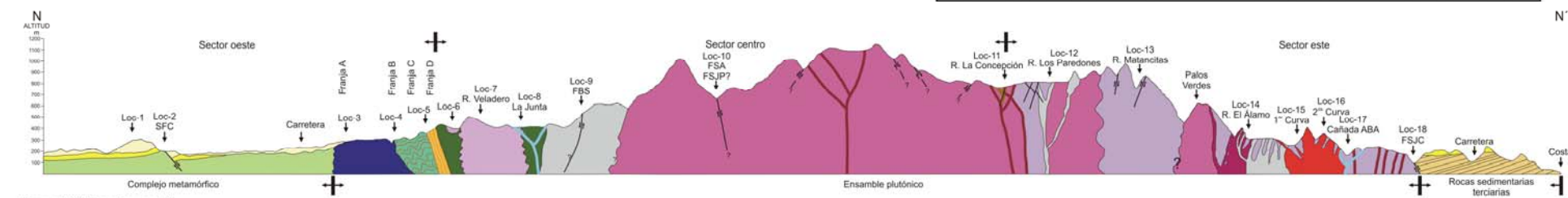
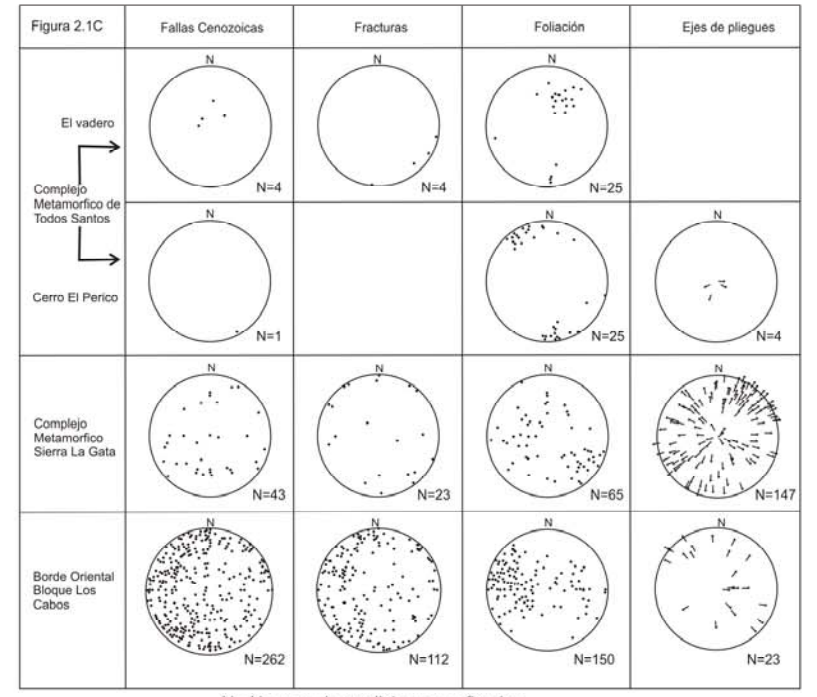
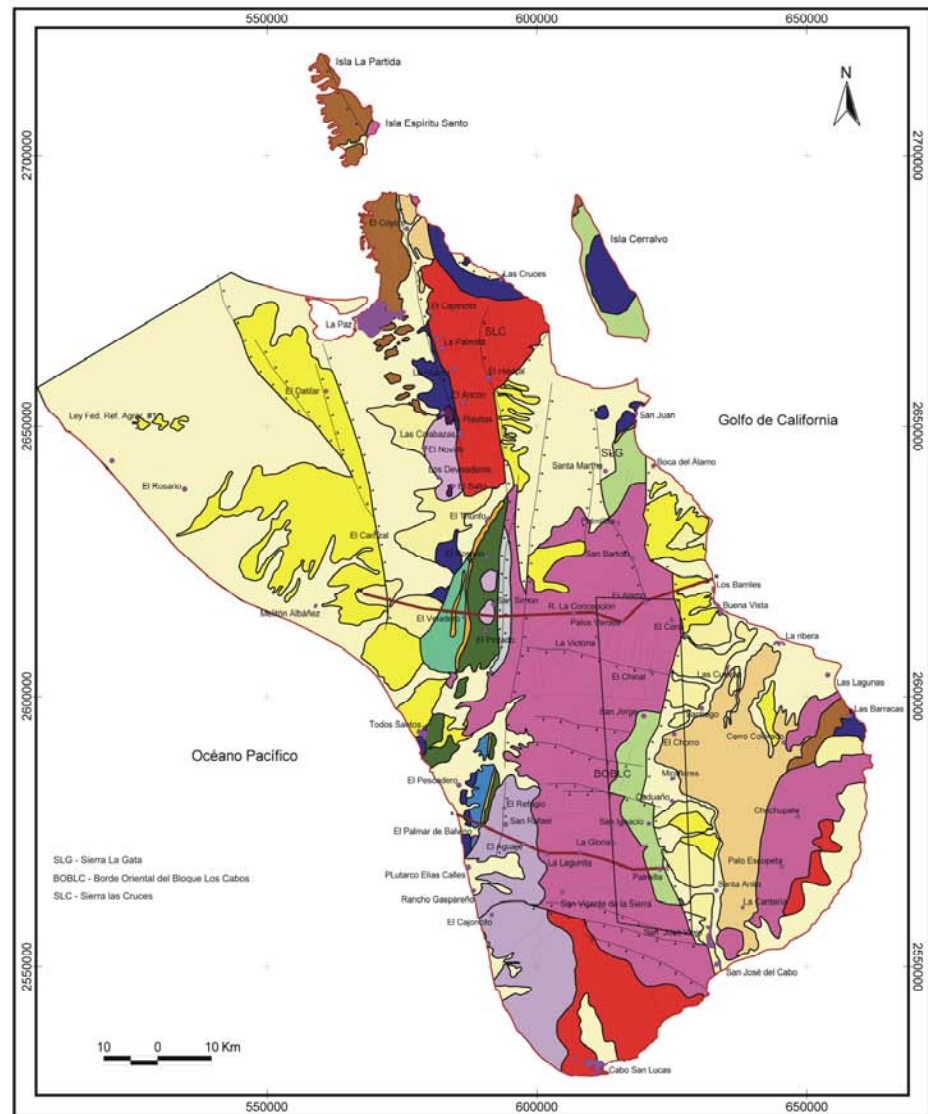


Figura 2.1A (Sección norte)

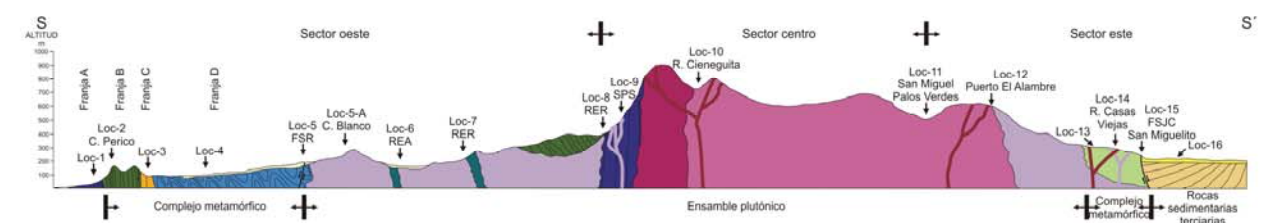
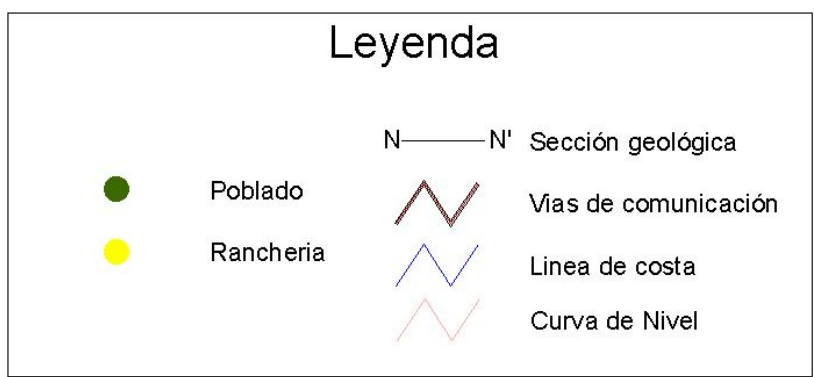
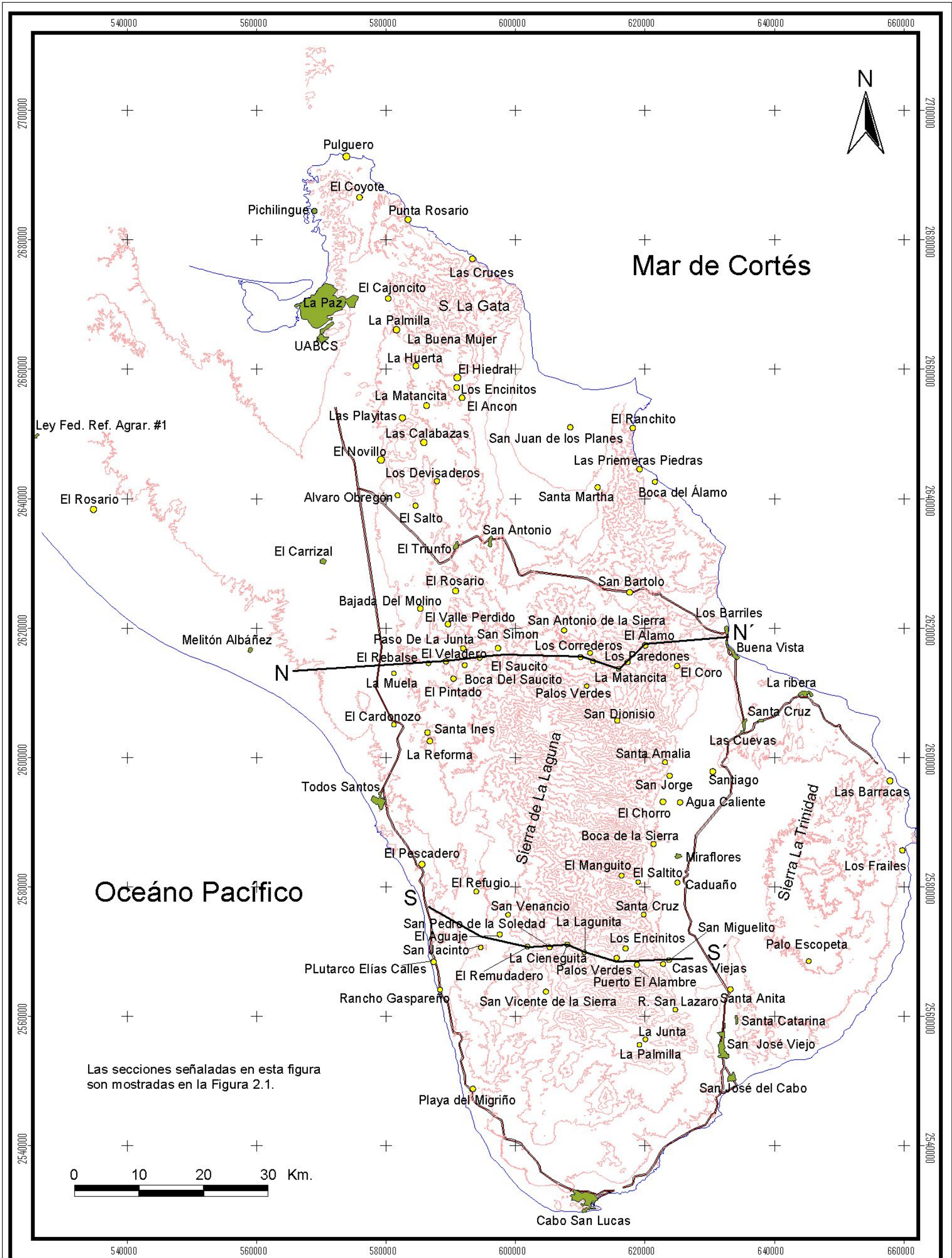


Figura 2.1B (Sección sur)

CUADRO EXPLICATIVO		
Fallas	Rancharías	Arroyos
SFC - Sistema de Fallas El Carrizal	REA - Rancho El Aguaje	ABA - Arroyo Buenos Aires
FSJP - Falsa San Juan de los Planes	RER - Rancho El Remudadero	
FBS - Falsa Boca Saucito	ER - El Refugio	
FSJC - Falsa San José del Cabo	SPS - San Pedro de la Soledad	
FSR - Falsa San Rafael		
FSA - Falsa San Antonio		
		+

Figura 2.1



Proyección: UTM, Zona 12
 Datum: WGS84
 Fuente: INEGI (Cartas topográficas 1:50000)

Figura 2.2.- Mapa de Toponimia General

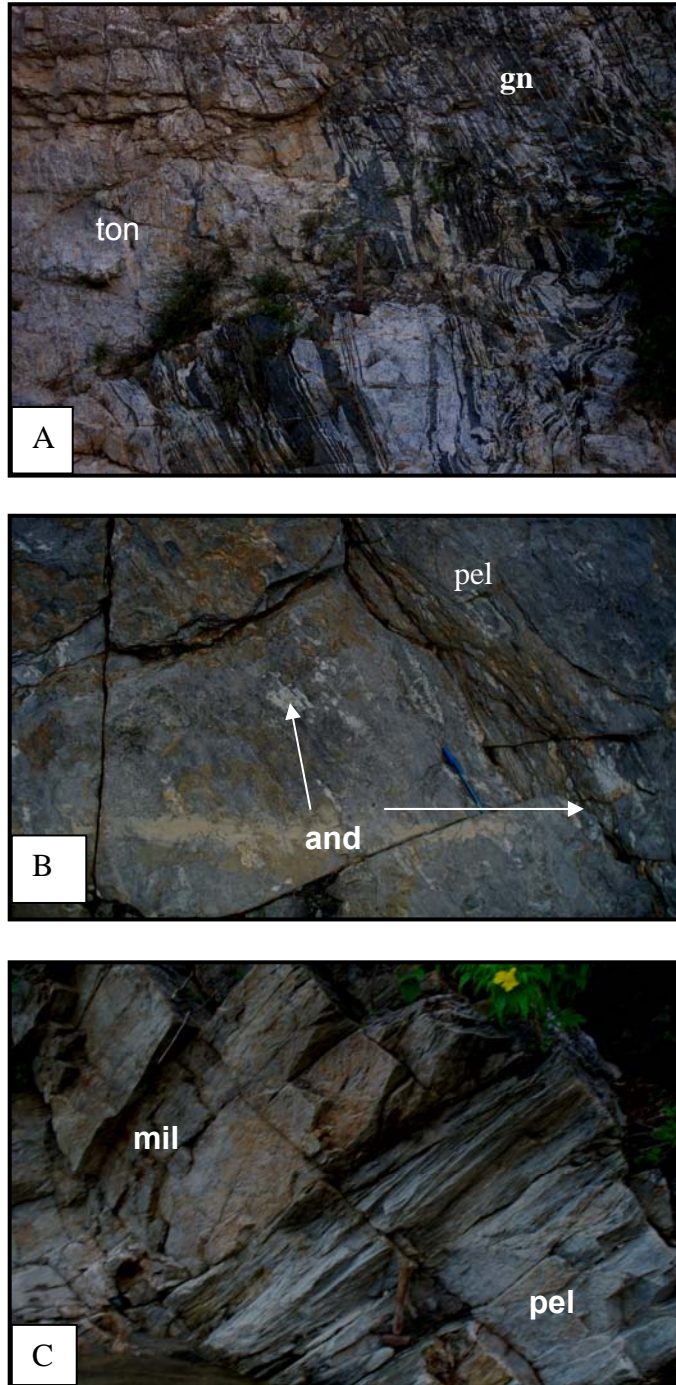


Figura 2.3.- A.-Unidad del gneis tonalítico Buena Mujer (ton) en contacto con el gneis (gn) anfibolítico (localidad 2:Cerro El Perico de la figura 2.1B). B.- Afloramiento de metapelitas (pel) en la “franja B” del complejo metamórfico Todos Santos; con presencia de porfidoblastos de andalucita (and) en el plano de foliación, indicando presencia de lineación. C.- Contacto entre la “franja B” con las milonitas (mil) (franja C) en el arroyo La Muela (localidades 4 y 5 de la figura 2.1A) (Las localidades mencionadas en los pies de página de este capítulo son referidas a la figura 2.1A y B y 2.2).

En la localidad Cerro El Perico (localidad 3 de la figura 2.1B) las rocas miloníticas están en contacto al occidente con la franja de gneis anfibolítico (localidades 1 y 2 de la figura 2.1B), pero el contacto al oriente es con el esquisto cuarzo-feldespático y el gneis anfibolítico; éste último subordinado al esquisto. La foliación varía entre N-S, con 40°W a N10°E, 40°SE.

El conjunto de minerales de la milonita Oreganal es similar a la paragénesis en a la tonalita Buena Mujer; por lo que se considera que el protolito de la milonita puede ser la tonalita Buena Mujer. Esto indica que la deformación tectónica representada por las milonitas fue posterior o sintectónica con la tonalita (gneis tonalítico Buena Mujer). En general, la distribución de las rocas metamórficas definen una trama tectónica regional, concordante con la foliación y los contactos en dirección N-S ó NE, con una inclinación general al E ó SE (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989a; Sierra-Rodríguez, 1988).

Franja “D” (Gneis Anfibolítico y Metasedimentos). Estas rocas definen la franja más oriental del cinturón metamórfico. Al norte se acuñan contra las rocas plutónicas del Bloque Los Cabos, mientras que en la región centro (La Muela) y sur (Pescadero y Todos Santos) tienen una amplia distribución (figura 2.1 y 2.2). La unidad es una alternancia de gneis anfibolítico y esquisto, con un dominio del último al oriente. La mineralogía del gneis anfibolítico consiste de plagioclasa+hornblenda+granate. Son rocas de color oscuro, con grano medio a fino y bien foliadas, a diferencia del esquisto cuarzo-feldespático, que es de grano grueso, de color claro y formado principalmente por cuarzo+feldespato potásico+biotita+muscovita+granate.

En las regiones El Rosario, Valle Perdido, El Veladero y La Muela (figuras 2.1 y 2.2), en términos generales, el gneis anfibolítico y los metasedimentos (esquisto) separan las franjas de la roca milonítica de las del ensamble plutónico, que aflora al oriente (contacto con la cuarzomonzonita La Junta y el intrusivo máfico El Veladero).

En la región sur en la localidad Cerro El Perico (localidades 2 y 3 de las figuras 2.1B y 2.2) la unidad del gneis anfibolítico aflora con un espesor de 500 a 700 m y se caracteriza por la alternancia de bandas con hornblenda+biotita+granate con bandas de plagioclasa+cuarzo+granate de 10 a 20 cm de espesor. Las bandas presentan microdesplazamientos subhorizontales en sentido lateral izquierdo (figura 2.4A).

El gneis anfibolítico al occidente (localidad 2 de la figura 2.1B) está en contacto con la tonalita Buena Mujer y al oriente con la roca protomilonítica (localidad 3 de la figura 2.1B); el contacto es concordante y prácticamente paralelo a la foliación que está orientada con dirección N5°W e inclinación 75° a 80° al NE.

Al oriente del Cerro El Perico las rocas dominantes son principalmente el esquisto cuarzo-feldespático y un paragneis con presencia de capas de gneis anfibolítico (posibles diques máficos o material máfico (localidades 3 y 4 de la figura 2.1B). El esquisto en esta región presenta

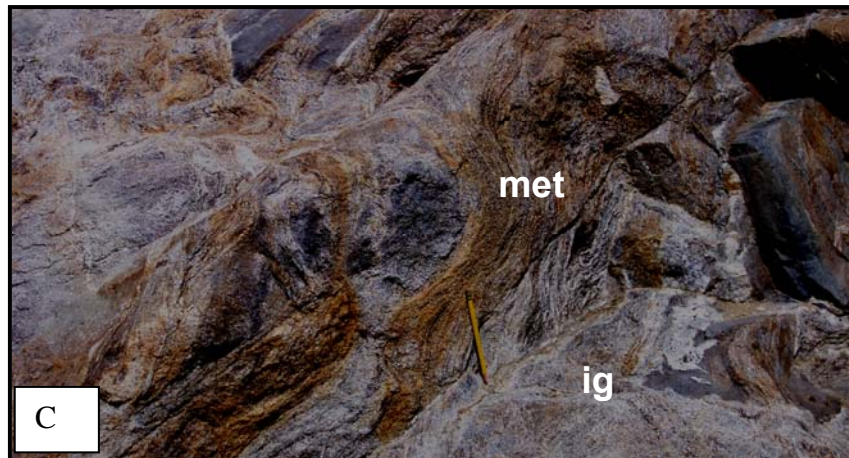
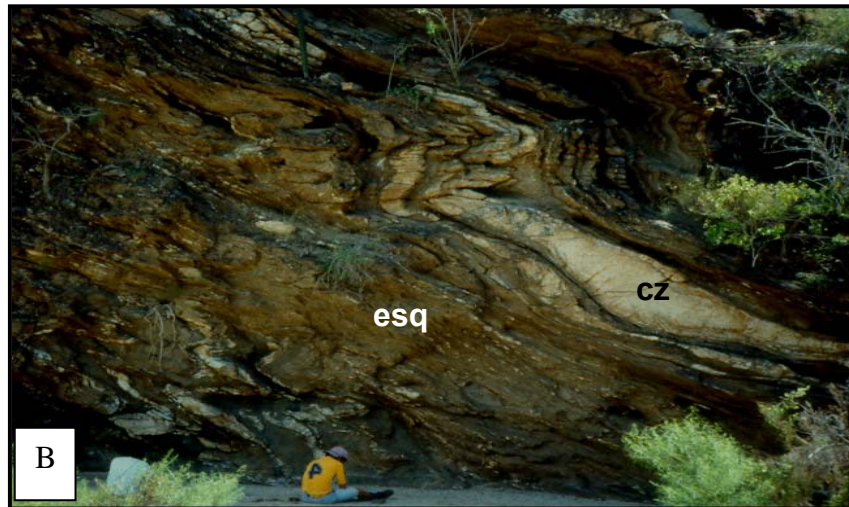


Figura 2.4.- A.- Afloramientos del gneis (gn) anfibolítico en la “franja D” (localidades 2 y 3, Cerro el Perico de la figura 2.1B). La foliación y segregación en bandas es evidente. B.- Metasedimentos (esq), franja “D” con bandas principalmente de cuarzo (cz) plegadas (localidades 4 y 5 de la figura 2.1). C.- Zona de contacto entre el complejo metamórfico (met) y rocas del ensamble plutónico (ig) (localidad 8 en la figura 2.1B).

cuarzo+plagioclasa+feldespatos potásico+muscovita+sericita+granate y tiene variaciones granulométricas de grano grueso a fino con segregados de sílice (cuarzo lechoso) con las partes finas más máficas y ricas en plagioclasa y hornblenda. Las unidades presentan pliegues y presencia de estructuras de rosario (boudinage) y una notable foliación, con orientación entre N35°W a N44°W; la inclinación es tanto al NE como al SW (figura 2.4B).

El contacto del complejo metamórfico con el ensamble plutónico en el sur está cubierto por depósitos de abanico, formando terrazas. Sin embargo, desde la localidad 4 de la figura 2.1B, los afloramientos por los cauces de los arroyos continúan hasta la falla San Rafael (FSR) (localidad 5 de la figura 2.1B). En esta localidad se presenta un cambio marcado en la litología, pasando de rocas metamórficas a rocas del ensamble plutónico. Ambas unidades están afectadas por la mencionada estructura de escala regional, con orientación N-S 85° W.

La estructura está sobrepuesta a la foliación, lo cual hace que la actitud de ésta cambie continuamente. La zona de falla es una franja de 300 a 500 m de anchura. La estructura marca el contacto entre las dos unidades; la foliación hacia el contacto con el ensamble plutónico varía de N 5° a 30°E con 45°SE, a N15° a 30°W con 45° al NE (localidad 5 de la figura 2.1B) (Pérez-Venzor *et al.*, 1996b).

Cuando el contacto del complejo metamórfico con el ensamble plutónico es por intrusión, se aprecia una alternancia de roca metamórfica y plutónica la cual muestra una disminución paulatina al oriente de la roca metamórfica y un incremento de la roca plutónica, hasta llegar a definir pantallas de metasedimentos, que a primera vista semejan diques, para finalmente llegar a un dominio total de la roca plutónica.

En general, hacia el contacto del complejo metamórfico con las rocas plutónicas del sistema montañoso central, existen evidencias de fusión con desarrollo de gneis migmatítico y migmatitas. El contacto está definido por una zona en donde la foliación es constante y bien marcada pero pasa paulatinamente hacia una zona caótica sin definición clara de la foliación en las rocas (figura 2.4C).

2.1.1.B.- Complejo Metamórfico Sierra La Gata

Las rocas metamórficas de la Sierra La Gata (figura 2.1) fueron agrupadas en un complejo metamórfico, que incluye principalmente paragneis, ortogneis (tonalítico y diorítico), gneis migmatítico, migmatita, milonita y granito anatóctico (tabla 2.1). En general, las unidades afloran en toda la Sierra La Gata (figuras 2.1 y 2.2). Existen, sin embargo, diferencias en cuanto al predominio de algunas de las unidades litodémicas, evidenciadas en los afloramientos del flanco oriental (línea de la costa). Estas unidades fueron descritas por (Pérez-Venzor, 1993; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1995b; Pérez-Venzor y Aranda-Gómez, 1995; Pérez-Venzor *et al.*, 2000; Schaaf *et al.*, 2000; Hiraes- Rochin, 2004).

Paragneis.- La roca es una alternancia de horizontes de granulometría gruesa, color gris claro, con horizontes de material fino de color oscuro con un espesor entre 2 y 3 m (figura 2.5A). La mineralogía observada megascópicamente es de cuarzo+feldespatos potásico+sericita+clorita, con variaciones en el contenido de cuarzo y feldespatos potásico. En general, la roca está intemperizada y cubierta por suelo. La unidad presenta pliegues que son más evidentes debido por la existencia de las bandas ricas en sílice.

El paragneis está en contacto transicional con el gneis migmatítico La Gata, el gneis tonalítico y el gneis diorítico, así como con las migmatitas con estructuras de flebita y estromatita.

Gneis Migmatítico.- A diferencia del paragneis tiene más evidencias de fusión, definiendo estructuras de estromatita y flebita. Es una roca compuesta principalmente de cuarzo+feldespatos potásico+biotita y presenta un neosoma en forma de listones delgados (0.5mm- 0.5cm) con una textura hipidiomórfica granular de media a fina.

En la región central de la Sierra La Gata, los afloramientos del gneis migmatítico presentan abundantes pliegues de hasta 1m de longitud y 10 a 30 cm de amplitud con un rumbo dominante hacia el N30°E que varía a N88°E e inclinación 30°SE (Pérez-Venzor, 1993; Pérez-Venzor y Aranda-Gómez, 1995b; Hiraless-Rochin, 2004) (figura 2.5B).

Migmatitas.- Este tipo de roca está distribuido en toda la Sierra La Gata. Es posible reconocer una gradación de migmatitas en cuanto a estructuras (agmatita, flebita, estromatita, nebulita) y grados de anatexis, desde metatexitas (fusión incipiente) hasta diatexitas (fusión avanzada) (figuras 2.6A, B y C). En la región sur dominan las estromatitas, flebitas y, en menor porcentaje, nebulitas, restitas y schlieren. En la región centro, las migmatitas con estructuras flebíticas dominan sobre las estromatitas, mientras que las nebulitas y restitas se encuentran en un porcentaje menor. En el norte, las nebulitas son las estructuras dominantes.

A nivel del afloramiento y en la muestra de mano es posible reconocer un neosoma (compuesto por leucosoma, mesosoma, melanosoma), un paleosoma (protolito metasedimentario) y la restita. El neosoma forma desde capas discontinuas con un espesor entre 2 y 5 cm a metros y una coloración clara hasta cuerpos irregulares o franjas de más de un metro de espesor. El leucosoma exhibe una textura hipidiomórfica granular, con una asociación principal de cuarzo+plagioclasa (oligoclasa a albita). El melanosoma es más abundante que el leucosoma y consiste principalmente de biotita+muscovita y presenta una textura granoblástica de fina a media.

El mesosoma de las estromatitas está constituido por cuarzo+feldespatos potásico+muscovita+biotita con una textura hipidiomórfica granular fina definiendo microbandas (0.5 mm de espesor). Por su parte, el paleosoma observado tiene una abundancia baja (5%) en el afloramiento y corresponde al paragneis y el gneis migmatítico La Gata (Hiraless-Rochin, 2004).

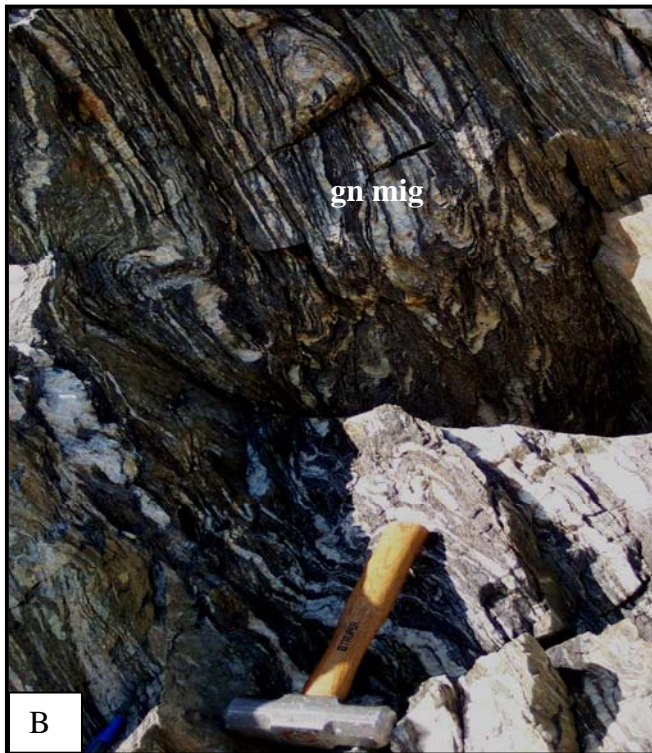


Figura 2.5.-. A.- Afloramiento de la unidad Paragneis La Gata mostrando la alternancia de material de granulometría gruesa (cuarzo-feldespático (fel)) con fina (máfico (maf) (localidad Playa Gringa de la figura 2.2). B.- Microplegamiento y segregados de sílice formando estromatitas, siguiendo el tren estructural regional que es paralelo a la foliación de la unidad gneis migmatítico (gn mig) (localidades Playa Gringa y Playa Sin Nombre, al sur del Ranchito en la figura 2.2).

En el norte (localidad del Ranchito, figura 2.2), la nebulita presenta un neosoma con un porcentaje que llega hasta un 80% con un alto grado de homogenización y su composición a escala microscópica presenta dos asociaciones: a) sillimanita+andalucita+muscovita+biotita y b) cuarzo+plagioclasa (albita a oligoclasa).

Dentro de la homogeneidad de la nebulita, se observan estructuras tipo *patch* (forma de “manchas aisladas” o “parche”) y Schollen de 2 a 30 cm de espesor, constituidas por una asociación de a) biotita+sillimanita y b) solamente de sillimanita (figura 2.6B).

Las migmatitas son concordantes con la foliación y los pliegues de la roca de caja. El rumbo de la foliación varía de N70°E a N80°E, con inclinación entre 80°NW y 60° SE. Los pliegues presentan una orientación del plano axial de N60°E y forman estructuras escalonadas de 10 cm de longitud así como estructuras de budines de cuarzo de 5 a 15 cm de largo.

El cambio en la litología de gneis a gneis migmatítico y migmatita, el incremento de rocas graníticas anatecticas de sur a norte así como la presencia de andalucita en las rocas metamórficas en el centro-sur y de sillimanita en el centro-norte de la sierra La Gata, permitió inferir el cambio progresivo del grado de metamórfico hacia el noreste.

Milonita.- Esta roca define una amplia franja de 300 a 400m de espesor, orientada NE- SW, que llega a desarrollar una textura protomilonítica a milonítica y una foliación de N40°E, 60°W, con la presencia de buenos trazadores cinemáticos (porfidoblástos de cuarzo). Asimismo, separa las rocas plutónicas pre-tectónicas (tonalita Buena Mujer) de las rocas metasedimentarias (paragneis, gneis migmatítico) (figura 2.1).

La mineralogía de estas rocas miloníticas es similar a la unidad gneis tonalita Buena Mujer y como en el caso de la región de Todos Santos, se infiere que el protolito de la milonita es la tonalita Buena Mujer (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989a).

La milonita está cortada por diques félsicos deformados y por pequeños apófisis de diorita o microdiorita, diques leucograníticos y diques pegmatíticos, los últimos son cortados por diques diabásicos sin deformación (figuras 2.7A, B y C) (Pérez-Venzor, 1993; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1995b; Pérez-Venzor y Aranda-Gómez, 1995; Hiraes-Rochin, 2004).

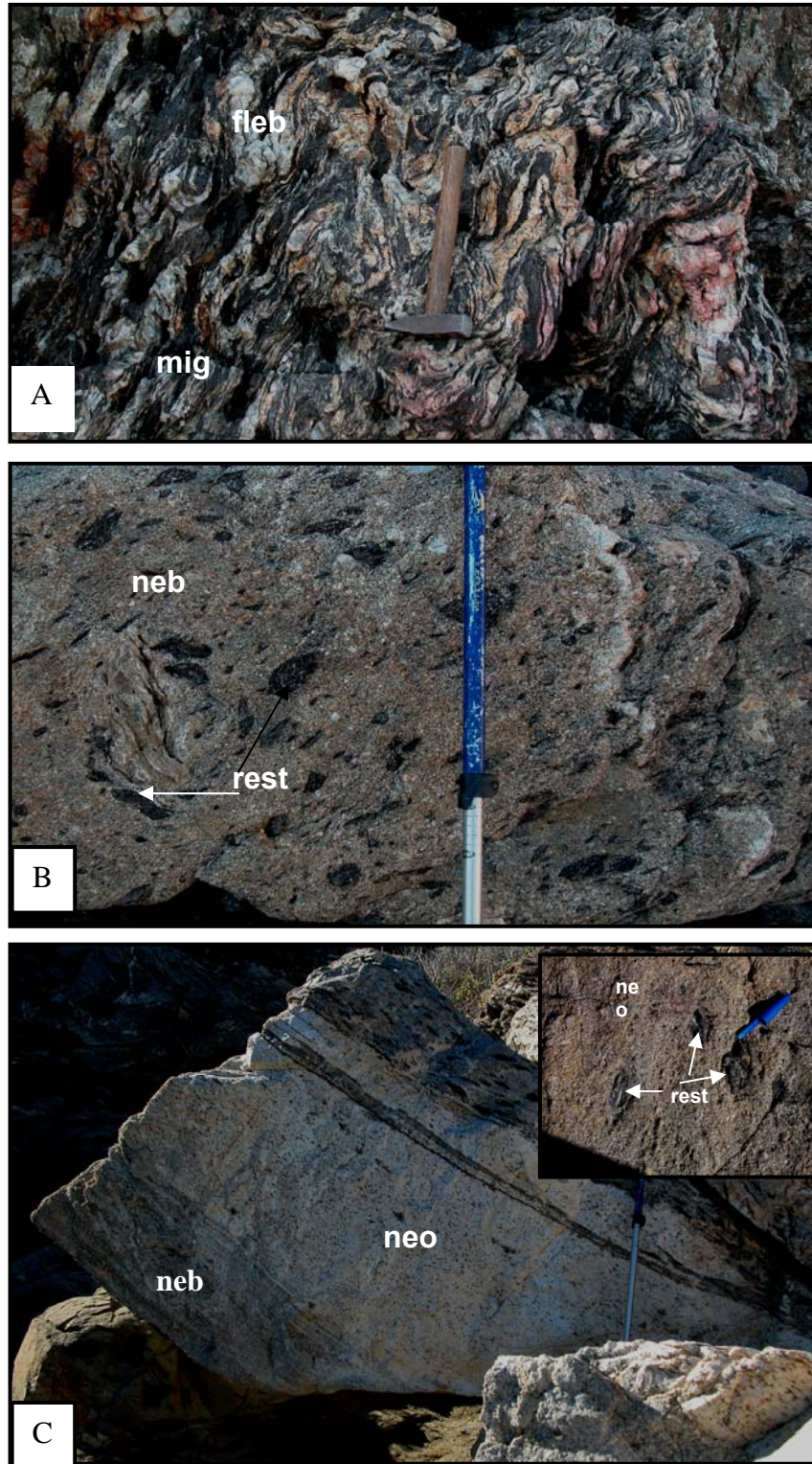


Figura 2.6.- Migmatitas (mig) del complejo metamórfico Sierra La Gata; A.- Estructuras de flebita (fleb), se aprecia el neosoma (neo). B.- Migmatita en fase diatexitica definiendo una nebulita (neb) con estructura de parches (*patch*) y presencia de restita (rest). C.- Migmatita (en fase de diatexitica) con neosoma (neo) leucocrático, asociada con nebulita (neb) que presenta estructura de parches (*patch*) con restita (rest) (Sierra la Gata, localidad El Ranchito de la figura 2.2).

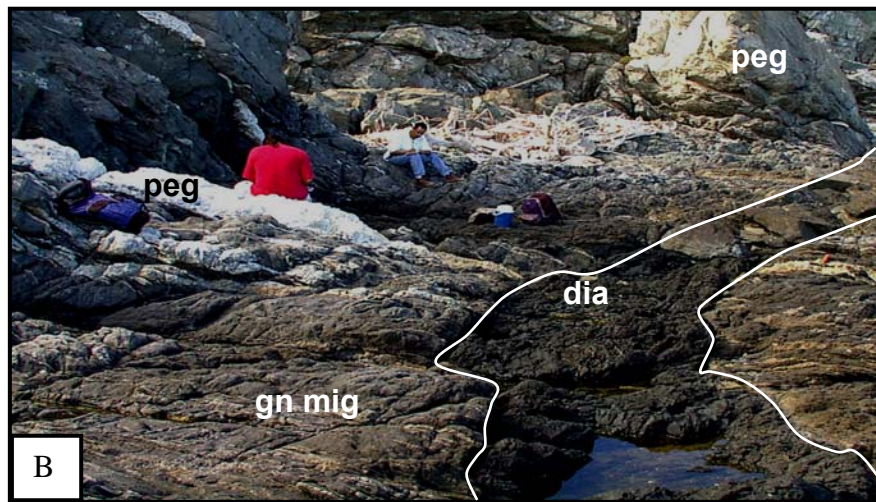


Figura 2.7. A.- Dique pegmatítico (peg) formando estructuras de budines dentro de las migmatitas; B y C.- Diques diabásicos (dia) cortando al gneis migmatítico (gn-mig) y migmatitas (mig) (localidad El Ranchito y Playa Gringa, de la figura 2.2).

2.1.2.- Rocas Plutónicas de La Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz

Estas rocas fueron agrupadas en ensambles plutónicos y, dependiendo de la presencia o ausencia de deformación penetrativa, se consideraron como pretectónicos, sintectónicos y postectónicos en relación con la tectónica compresiva.

2.1.2.A.- Ensamble Plutónico Pretectónico

Las rocas pretectónicas han sido poco estudiadas. Los trabajos existentes de Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1988, 1989a), Ramos-Velázquez (1998) y Schaaf *et al.* (2000) están relacionados con las regiones de Todos Santos, La Paz (Sierra Las Cruces) y Sierra La Gata. Las rocas pretectónicas corresponden a la tonalita, la granodiorita y el granito del intrusivo Buena Mujer y al granito El Puerto, reportadas y documentadas por Pérez-Venzor (1993), Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1989a, 1995b), Schaaf *et al.* (2000) y Hiraes-Rochin (2004). El contacto con la roca encajonante es complejo y variable ya que presenta zonas de fusión, desarrollo de migmatita y cambios graduales e irregulares.

El Gneis tonalítico Buena Mujer aflora principalmente en su flanco N-NW y N (figura 2.1, mapa geológico) y varía de leucocrático a melanocrático. El primero fue considerado como gneis-tonalítico y el segundo como gneis-diorítico. Aflora como franjas (semejando pantallas) adentro de los metasedimentos (gneis migmatítico, paragneis y migmatitas). La foliación varía de N80°E, con 55°NW, a N45°E, con 61°NW. La unidad está intrusionada por el granito El Puerto (figura 2.8A) (Pérez-Venzor, 1993, 2000; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989a y b, 1995a; Hiraes-Rochin, 2004). Esta unidad es semejante a la tonalita Buena Mujer en la región de Todos Santos (figura 2.3A).

El Granito El Puerto aflora cerca del parteaguas del flanco occidental de la Sierra La Gata y se expresa como diques leucograníticos, con espesores de 2 a 10 m, que cortan la tonalita Buena Mujer y a los metasedimentos a manera de pantallas (figura 2.8B). Cuando forman el 50 % o más de los afloramientos, llegan a manifestarse en pequeñas apófisis o cuerpos de forma irregular para definir plutones graníticos con geoformas semicirculares o irregulares que tienden a estrangularse. El granito El Puerto es una roca formada de feldespato potásico+plagioclasa+cuarzo+biotita+muscovita+granate. La textura es alotriomórfica-granular, de grano fino a grueso.

El granito presenta una foliación tectónica. En otros afloramientos, el leucogranito tiene una foliación débil de flujo, evidenciado por la orientación preferencial de biotita y muscovita, lo que le da una textura gnéisica. Esto sugiere que el plutón está débilmente deformado y es, por lo tanto, parte del ensamble plutónico pretectónico a sintectónico. Éste está clasificado por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1989a, 1995b), Schaaf *et al.* (2000) e Hiraes-Rochin (2004) como un granito anatético.

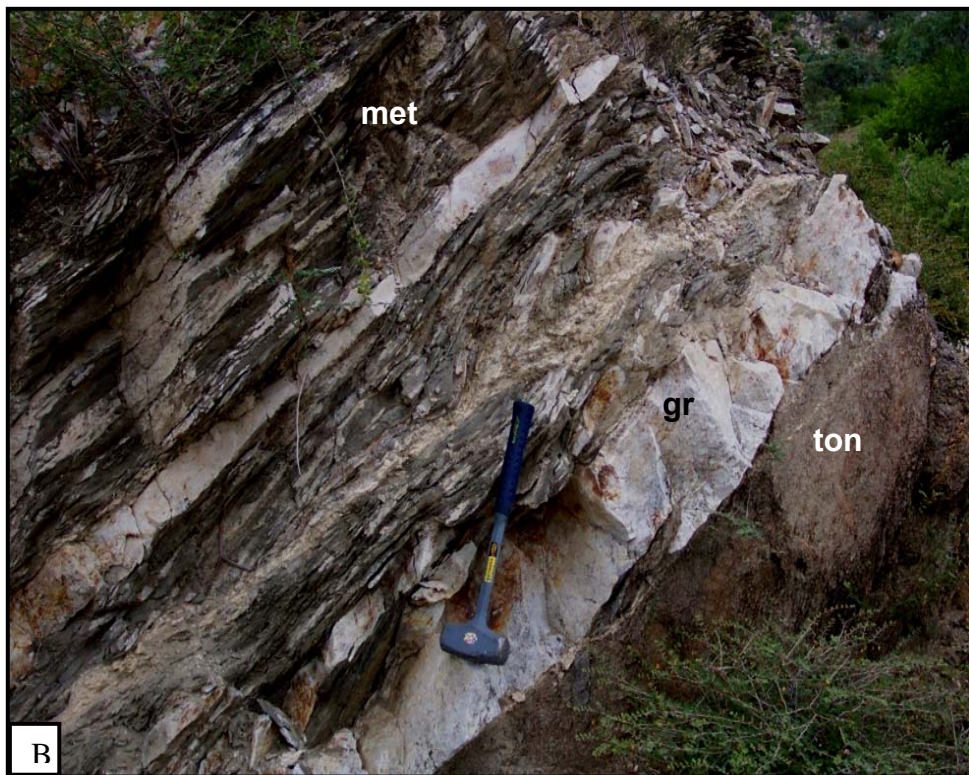
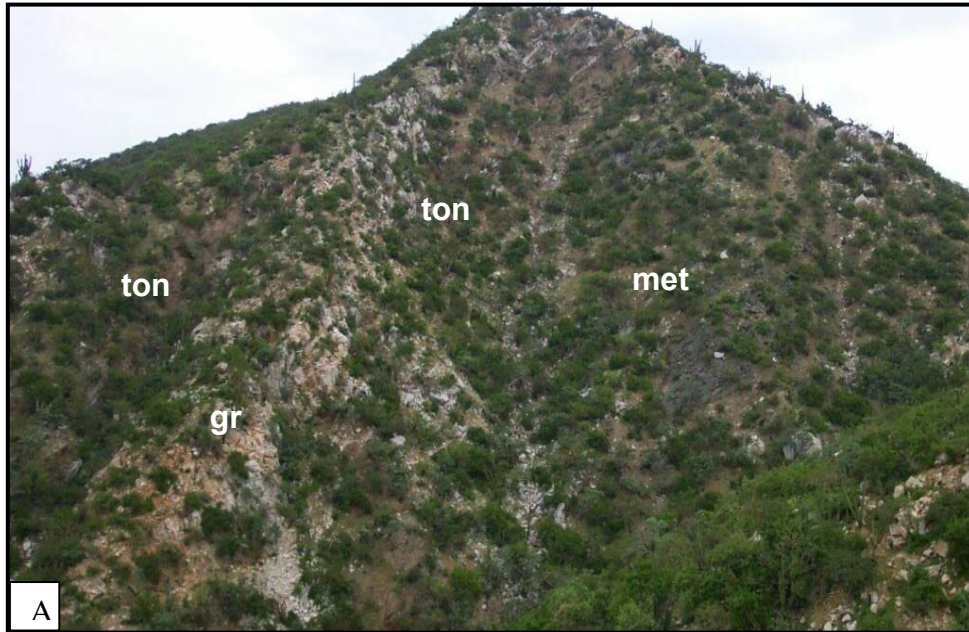


Figura 2.8. A.-Afloramiento de la tonalita Buena Mujer (ton) y los metasedimentos (met) cortadas por diques del granito El Puerto (gr). B.- Diques del granito El Puerto (gr) concordantes con la foliación en los metasedimentos (met) y la tonalita (ton), borde occidental de la Sierra La Gata (localidad El Puerto de la figura 2.2).

El granito El Puerto está en contacto con el gneis migmatítico y con el gneis tonalítico Buena Mujer. El contacto coincide con la presencia de migmatitas. Estas relaciones de campo confirman que el leucogranito es singenético o posterior a las migmatitas y al gneis tonalítico. La unidad está afectada por fallas con orientación N17° W, con bajo ángulo (<40°). En la Sierra La Gata, los fechamientos en el granito El Puerto realizados por el método Rb-Sr en roca total y biotita, y en roca total y muscovita, así como por el método de Sm-Nd en granate y roca total, dan edades de 98 ± 2 Ma, 103 ± 3 Ma y 118 ± 2 Ma, respectivamente. Estos fechamientos corresponden a edades de enfriamiento y a las temperaturas de cierre de los minerales referidos (Schaaf *et al.*, 2000).

2.1.2.B. Rocas Intrusivas Máficas.- En el flanco occidental del sistema montañoso, en los límites con el cinturón metamórfico (figura 2.1), se define una franja de rocas intrusivas máficas, que abarca desde Todos Santos hasta la región de La Paz (Sierra El Novillo). Ésta franja es burdamente paralela al cinturón metamórfico y al borde occidental del Bloque Los Cabos y los intrusivos máficos están alineados al sistema de falla La Paz. Los intrusivos máficos varían de gabro a diorita con algunos diferenciados ultramáficos. Varias estructuras como: gabro y diorita Veladero, gabro El Pintado, diorita Valle Perdido, gabro El Novillo y gabro La Palmilla (figuras 2.1 y 2.2) fueron reportados por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1988, 1989a y b), Pérez-Venzor y Aranda-Gómez (1991), Pérez-Venzor *et al.* (1991, 1994), Sánchez-Rubio *et al.* (1997) y Schaaf *et al.* (2000).

Intrusivos Máficos en la Región de La Paz (El Novillo y La Palmilla).- Las rocas máficas en la región de La Paz son los gabros El Novillo y La Palmilla. El primero es una megaestructura con forma ovoide con dimensiones de 6 km de anchura por 16 km de largo; resalta en la región por su borde oriental que es rectilíneo y concuerda con la zona de falla La Paz. Burdamente en imágenes de satélite y fotografías aéreas, se perciben curvilineamientos concéntricos que siguieren bandeamiento primario. Las rocas máficas de la Sierra El Novillo fueron reportadas y documentadas en detalle por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1989a, 1995a), Pérez-Venzor *et al.* (1991, 1994, 1997a), Ramos-Velázquez (1998), Riewe (1998) y Schaaf *et al.* (2000).

El intrusivo El Novillo tiene una textura uniforme de grano medio a fino. Está formado por plagioclasa+ortopiroxeno (hiperstena)+clinopiroxeno (augita)+hornblenda+biotita ± cuarzo. El porcentaje de la plagioclasa y de los máficos varía para formar norita de cuarzo y gabro.

En el extremo norte y sur del intrusivo (ranchos Matancitas y El Salto, respectivamente, figuras 2.1 y 2.2) afloran diferenciados ultramáficos, los cuales presentan bandeamiento primario y zonificación. Las bandas están orientadas N-S y son prácticamente verticales y su composición varía de gabro a piroxenita, habiendo también anortosita y hornblendita. Las rocas son de textura pegmatítica, en donde la hornblenda y la plagioclasa llegan a medir de 3 a 5 cm (figuras 2.9A y B).

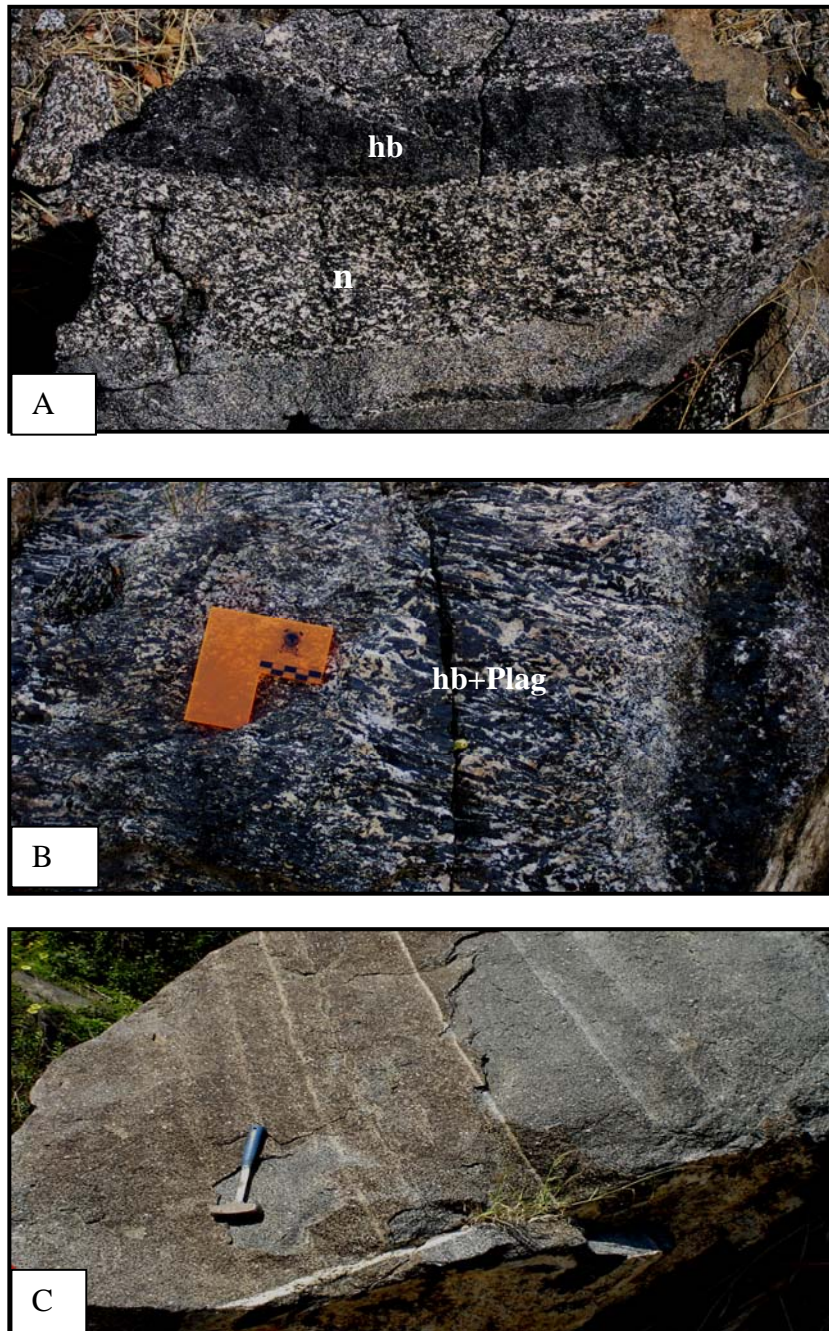


Figura 2.9. A.- Bandas de norita (n) y hornblendita (hb) de los diferenciados ultramáficos en el extremo norte del intrusivo El Novillo (localidad Matancita de la figura 2.2). B.- Estructuras de peine y textura pegmatítica; los fenocristales de hornblenda y plagioclasa llegan a medir 10 cm de longitud (sur del intrusivo El Novillo, localidad El Salto de la figura 2.2). C.- Intrusivo El Veladero con bandeamiento primario resaltado por intemperismo diferencial (localidad 6 y 7 de la figura 2.1A).

El gabro El Novillo está en contacto al oriente con el granito Las Cruces y al occidente con la tonalita Buena Mujer. En el primer caso el contacto es tectónico (zona de falla La Paz, figura 2.1). Sin embargo, el contacto no está bien documentado, aunque ha sido considerado como contacto por falla (Hausback, 1984). En otros sitios el contacto es interpretado como ígneo (región del Cajoncito, Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989a; Pérez-Venzor *et al.*, 1994). Existe la posibilidad de que el contacto original sea intrusivo y la falla La Paz posterior, lo cual pone a los dos intrusivos en contacto por falla en algunas partes y en otras no.

El contacto con la tonalita Buena Mujer es transicional, en él se aprecia cómo la foliación de la tonalita Buena Mujer bordea al gabro, y la mineralogía y el porcentaje modal cambian. La biotita y el cuarzo aumentan hacia la tonalita y la hornblenda y plagioclasa aumentan hacia el gabro (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988, 1989a; Pérez-Venzor *et al.*, 1991, 1994 y 1997a; Schaaf *et al.*, 1999 y 2000; Ramos-Velázquez, 1998).

Schaaf *et al.* (2000) reportaron para las rocas máficas del complejo gabroico El Novillo edades de intrusión de 129 ± 15 Ma (isócrona de Rb-Sr para tres muestras de tonalita y una hornblendita) y de enfriamiento de 116 ± 2 Ma (en biotita-roca entera por el método Rb-Sr). En la región de La Paz fueron publicadas por Hausback (1984) edades de 115 ± 2.4 Ma en hornblenda (K-Ar) para rocas deformadas de composición diorítica.

El gabro La Palmilla es una estructura pequeña, menor a un kilómetro de diámetro, reportada y descrita por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1988), Pérez-Venzor *et al.* (1994) y Sánchez Rubio *et al.* (1997). Su rasgo distintivo es la presencia de estructuras como: bandeamiento o pseudo-estratificación y pliegues sin-deposicional (de centímetros a metros). La orientación del bandeamiento es E-W, con 80° N. Las bandas varían de centímetros a casi un metro de espesor. La mineralogía y textura varía aún en muestra de mano y está compuesto de plagioclasa (labradorita)+piroxeno (augita, uralitizada)+hornblenda, para formar una piroxenita, alternando con gabro y anortosita.

Rocas Máficas en la Región de El Rosario a Todos Santos (intrusivos Veladero y Valle Perdido).- Los intrusivos gabroicos en la región comprendida entre El Rosario y Todos Santos (figura 2.2) son abundantes y el ejemplo más representativo es el gabro El Veladero. Su estructura es casi circular, de más de 5 km de diámetro y presenta un bandeamiento primario marcado, que es distinguible aún en fotografías aéreas. Las bandas tienen un rumbo similar al de las rocas metamórficas (NE) y debido a la erosión diferencial sobresalen como crestones que fácilmente pueden ser confundidos con diques (figura 2.9C).

Las rocas máficas en la región El Veladero presentan variación en textura de fino a grueso y en ocasiones desarrollan texturas pegmatíticas con acumulados máficos que definen estructuras de peine. Mineralógicamente está formada por plagioclasa+piroxeno+hornblenda+cuarzo y es clasificada como una norita de cuarzo (Sierra-Rodríguez, 1988; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989a; Pérez-Venzor *et*

al., 1994). Al occidente, el contacto de la unidad es con la franja de milonita y con la cuarzomonzonita La Junta. En este último contacto hay una zona de contaminación o mezcla. Al oriente, el intrusivo El Veladero alterna con pantallas de metasedimentos con signos marcados de deformación y fallas inversas que pasan a la cuarzomonzonita La Junta (figura 2.1A, localidad 8), unidad que pertenece a las rocas plutónicas del sistema montañoso central.

Tanto la cuarzomonzonita de grano fino como el intrusivo El Veladero son cortados por diques félsicos pegmatíticos compuestos por cuarzo+feldespatos potásico+muscovita+turmalina+granate. Los diques varían de espesor de uno a tres metros.

2.1.2.C.- Ensamble Plutónico Sintectónico a Postectónico

Con este nombre se agrupó a un conjunto de rocas plutónicas de composición félsica a intermedia que no muestra deformación tectónica penetrativa. Son principalmente granitos, granodioritas, tonalitas, cuarzomonzonitas y subordinados de diorita y microdiorita, así como sistemas de diques tonalíticos, graníticos, pegmatíticos y diabásicos (tabla 2.1). Sus afloramientos se encuentran principalmente en el Bloque Los Cabos en la región NE La Paz, en el sur de la Sierra La Gata y en el Bloque La Trinidad (figuras 2.1A y B; 2.2).

Las rocas postectónicas han sido reportadas de manera generalizada en la región de Todos Santos, La Paz, Sierra La Gata y Bloque La Trinidad por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1988, 1989a), Pérez-Venzor *et al.* (1997a), Pérez-Venzor y Schaaf (1998), Ramos-Velázquez (1998), Schaaf *et al.* (2000) e Hiraes-Rochin (2004).

La granodiorita junto con la tonalita es considerada como las rocas volumétricamente más dominantes en el Bloque Los Cabos.

Edades de biotita-roca entera obtenidas por el método Rb-Sr dan 90 ± 2 Ma en el granito de la parte centro-sur del sistema montañoso central, 93 ± 2 Ma en la tonalita al noreste de La Paz y 116 ± 2 Ma en la tonalita Buena Mujer, al oeste de la Sierra El Novillo (Schaaf *et al.* 2000).

Granodiorita Regional.- Esta roca ha sido reconocida en el Bloque Los Cabos por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1989a), Pérez-Venzor y Aranda-Gómez (1991), Pérez-Venzor *et al.* (1994 y 1997a) y Schaaf *et al.* (2000) en el Bloque La Trinidad (figura 2.1).

La granodiorita es la roca dominante en la parte central del Bloque Los Cabos (figura 2.1). Consiste de una roca de color claro, con un intemperismo marcado y formada por cuarzo+plagioclasa+feldespatos potásico+biotita±hornblenda. El porcentaje de plagioclasa es mayor al feldespatos potásico y el de biotita es mayor al de la hornblenda. Tanto la biotita como la hornblenda son de grano grueso (0.5 a 1.0 cm) y euedrales. La granodiorita, en general, es una roca holocristalina de grano grueso a medio (figura 2.10 A).

En la porción nororiental del Bloque Los Cabos, los afloramientos de la granodiorita dominan hasta las región de La Concepción (localidad 11 de la figura 2.1A). A partir de esta localidad y hasta

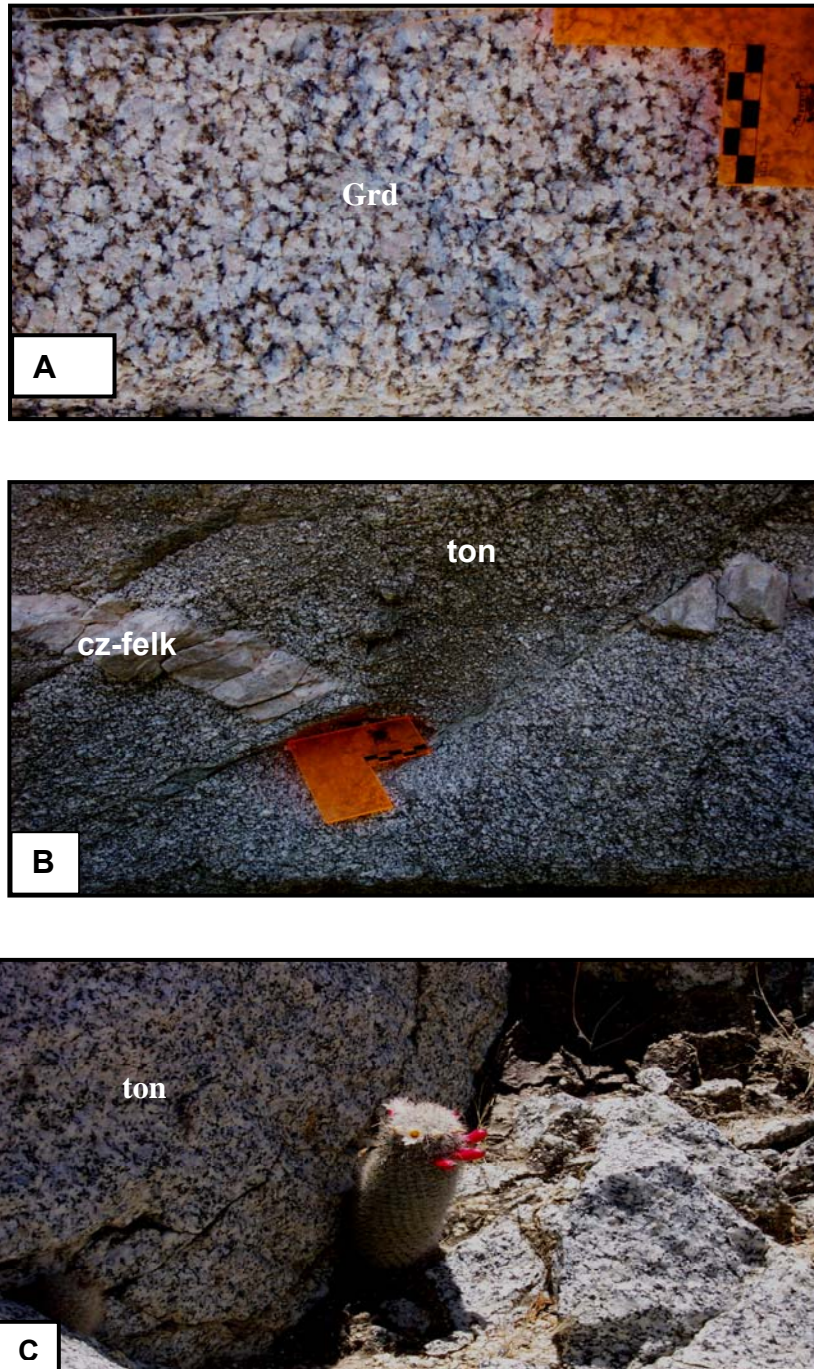


Figura 2.10. A.- Afloramiento de granodiorita (grd) en el flanco occidental del Sistema Montañoso Central (localidad 10 de la figura 2.1B). B.- Tonalita regional cortada por diques cuarzo feldespáticos (cz-felk) que a su vez son desplazados por fallas oblicuas (localidades 7 y 8 de la figura 2.1.B). C.- Aspecto de la tonalita (ton) que aflora al sur de la Sierra La Gata (Santa Martha, Boca del Álamo y región de San Bartolo) (ver figura 2.2).

la zona de falla de San José del Cabo (FSJC), los afloramientos son dominados por tonalita con subordinados de diorita y granito anatóctico.

En el sur, el sector centro del Bloque Los Cabos que comprende desde San Pedro de la Soledad hasta los ranchos San Miguel y Palos Verdes (localidades 9, 11 y 12 de la figura 2.1B), consiste de afloramientos de granodiorita y granito. La granodiorita presenta fases subordinadas de roca máfica de grano medio a fino con biotita abundante, como es el caso de los afloramientos entre las localidades 9 y 10 (rancho Cieneguitas figura 2.1B).

La granodiorita está cortada por diques de composición cuarzo-feldespática, tonalítica (textura porfídica) y andesítica (textura afanítica). También es posible apreciar pantallas de rocas deformadas con segregados félsicos y máficos que presentan segregación en bandas y foliación. Estas pantallas pueden interpretarse como metasedimentos en la granodiorita o como resultado de fallamiento, siendo más factible lo último (localidad 10 de la figura 2.1B).

En la parte suroriental del Bloque Los Cabos que comprende desde rancho San Miguel y Palos Verdes (localidad 11 de la figura 2.1B) hasta el sistema de falla San José del Cabo (localidad 15 de la figura 2.1B), los afloramientos están dominados por granodiorita en contacto con tonalita y rocas del complejo metamórfico del Borde Oriental del Bloque de Los Cabos. Al oriente (localidades 13 y 14 de la figura 2.1B), la tonalita está cortada por diques félsicos leucocráticos que se interpretan como segregados.

La granodiorita en el Bloque La Trinidad (figuras 2.1 y 2.2) ha sido poco estudiada. Fue reportada y descrita por Schaaf *et al.* (2000) y forman lomeríos con pendientes suaves. Esta roca presenta una textura hipidiomórfica granular media a gruesa y está formada por plagioclasa+feldespatos potásico+hornblenda+biotita+esfena+zircón+granate, el último con menor de 5%. Los afloramientos son extensos y forman la mayor parte del Bloque La Trinidad. La granodiorita está intrusionada por un granito *sensu stricto* (granito Cabo Pulmo), por granófidos hipabisales y también por diques subvolcánicos (de composición félsica) y es parcialmente cubierta por rocas volcánicas (derrames y depósitos piroclásticos) de composición félsica.

En el Borde Oriental del Bloque Los Cabos (Presa San Lázaro), así como en el Bloque La Trinidad (Palo Escopeta) existen fechamientos en rocas sin deformar de composición granodiorítica-tonalítica y granítica, consideradas como co-magmáticas. El fechamiento de una granodiorita en Cabo San Lucas por U-Pb en zircones da una edad de 94 Ma (Frizzell *et al.*, 1984b). La edad de intrusión obtenida para rocas graníticas del borde centro-oriental del Bloque de Los Cabos fue de 115 ± 4 Ma (isócrona de Rb-Sr de 4 muestras) y una edad de enfriamiento de 90 ± 2 Ma en roca entera y biotita (Rb-Sr, Schaaf *et al.*, 2000).

Tonalita Regional.- La unidad tiene una distribución amplia, tanto en el flanco occidental como la parte oriental del sistema montañoso central (Bloque Los Cabos). En el primer caso, su expresión es

mediante cerros aislados, bajos, muy erosionados e intemperizados (localidades 5 a la 7 de la figura 2.1B). Al oriente (región San Bartolo, Agua Caliente, Boca de La Sierra), la tonalita forma parte del relieve del sistema montañoso del Borde Oriental del Bloque Los Cabos (figura 2.2).

La tonalita está formada por cuarzo+plagioclasa+hornblenda+biotita+esfena; el último mineral como accesorio. La roca es de tono claro en muestra de mano sana, pero marrón al intemperizar. La textura es de una roca hipidiomórfica granular, grano medio a grueso, con variaciones a textura alotriomórfica. Una característica notable, en la mayoría de los afloramientos de esta unidad, es la presencia de enclaves de grano fino de composición intermedia a máfica, la última principalmente compuesta por hornblenda y biotita. Los enclaves están orientados, disgregados y son tan abundantes que la roca puede ser descrita como brecha magmática.

En la parte septentrional del Bloque Los Cabos, a partir de la región de La Concepción (localidad 11 y hasta la localidad 14, Rancho El Álamo, figura 2.1A), los afloramientos consisten de tonalita con cuerpos subordinados de diorita, granito y granodiorita. Los contactos entre estas litologías son complejos y están evidenciados por un aumento en el porcentaje de hornblenda y plagioclasa para el caso de la tonalita y de cuarzo y feldespato potásico en el de la granodiorita. Asociados a los contactos también hay zonas con enclaves abundantes y brechas magmáticas.

La tonalita está intrusionada por diques félsicos de grano grueso, que llegan a formar apófisis e intrusivos pequeños. Los diques contienen cuarzo+plagioclasa+biotita+muscovita+granate. La tonalita está cortada por diques pegmatíticos y diques andesíticos con actitud N85°W, 80°SW. Estos últimos son la fase intrusiva más joven en el complejo plutónico.

Al oriente, los afloramientos de tonalita están truncados por el sistema de falla San José del Cabo, que la pone en contacto con las rocas sedimentarias (Formaciones Los Barriles y El Chorro), acumulados en la cuenca San José del Cabo (Pérez-Venzor *et al.*, 1997b; Pérez-Venzor y Schaaf, 1998) (localidad 18 de la figura 2.1A).

En el suroccidente del Bloque Los Cabos (localidades Rancho el Aguaje (localidad 6) y hasta San Pedro de La Soledad (localidad 8, figura 2.1B) domina una roca intermedia a máfica sin feldespato potásico, de grano medio a grueso y con foliación magmática, que fue considerada como tonalita. Está es cortada por diques porfídicos tonalíticos y estos a su vez por dos sistemas diques oscuros de afinidad diabásica. Todos los diques están desplazados por fallas con orientación N-S.

Al occidente del Bloque Los Cabos el contacto de la tonalita con el complejo metamórfico (figura 2.1.B localidad 8 y 9) es transicional, a través de pantallas de rocas metamórficas intercalándose con rocas plutónicas. El contacto se interpreta como una zona de mezcla de rocas ígneas y metamórficas, sin foliación definida. Al occidente el contacto pasa paulatinamente hacia rocas metamórficas, en donde la foliación es marcada y constante.

Al sur de la Sierra La Gata y de la región de San Bartolo (figura 2.1), los afloramientos están dominados por tonalita y en menor proporción por granodiorita. Los afloramientos consisten de roca

equigranular y de grano grueso de tonalidad claro, formada por plagioclasa+cuarzo+hornblenda±biotita (Pérez-Venzor, 1993; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1995b); Hiraes-Rochin (2004) (figura 2.10 C). En esta región, la roca presenta abundantes enclaves, microgranulares porfídicos, orientados y de dimensiones que van de centímetros a metros. En el contacto se observaron variaciones modales, principalmente el aumento de la biotita y la disminución de hornblenda.

Intrusivo La Junta.- En la región entre el Veladero, La Junta y Boca del Saucito (localidad 9, de la figura 2.1 A), aflora una cuarzomonzonita reportada por Sierra-Rodríguez (1988) y Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1989a). La unidad define un relieve de colinas suaves y redondeadas formado por rocas félsicas intemperizadas, compuestas por cuarzo+plagioclasa+feldespatos potásico+biotita +muscovita, apatita, zircón y esfena. Es una roca holocristalina de grano medio a fino.

El intrusivo La Junta está cortado por dos fallas normales regionales. La falla de Boca del Saucito (FBS) (localidad-9 de la figura 2.1A) está expuesta, precisamente, en el rancho de ese nombre. La falla es normal con bloque caído al oeste. Esto se refleja en un cambio notable en el relieve (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989a). La estructura posiblemente sea la continuación al sur del sistema de falla San Juan de Los Planes. La segunda falla normal regional se manifiesta al oriente de la anterior (localidad 10 de la figura 2.1A) y es la prolongación de la falla San Antonio.

En la región El Veladero, la cuarzomonzonita intrusión a la tonalita Buena Mujer a manera de enjambres de diques del orden de varias decenas de metros de espesor. Al oriente de la falla Boca del Saucito (figura 2.1A, localidad 6), la cuarzomonzonita La Junta está en contacto con la granodiorita regional del sistema montañoso central.

Granitos.- En la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz hay tres regiones con buenos afloramientos de granito (*sensu strictu*): región La Paz (granito Sierra Las Cruces), región del Bloque La Trinidad (granito Cabo Pulmo) y región de Candelaria-Cabo San Lucas (granito Cabo San Lucas) (figuras 2.1 y 2.2).

El intrusivo Sierra Las Cruces aflora en una región extensa al oriente de La Paz y fue clasificado como granito *sensu lato* por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1988). La roca es de color claro, holocristalina y de grano medio a grueso; en general es equigranular a hipidiomórfica, formada por cuarzo+feldespatos potásico+plagioclasa+biotita. El feldespatos potásico llega a formar fenocristales de hasta 3-4 cm de largo con inclusiones poiquilíticas de biotita y magnetita (figura 2.11A). Las relaciones de campo indican que este granito es más joven que las rocas máficas. En la presa La Buena Mujer, el contacto del granito Las Cruces con la tonalita Buena Mujer es intrusivo y está evidenciado por una zona de enfriamiento de aproximadamente un metro de espesor en el granito (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988).

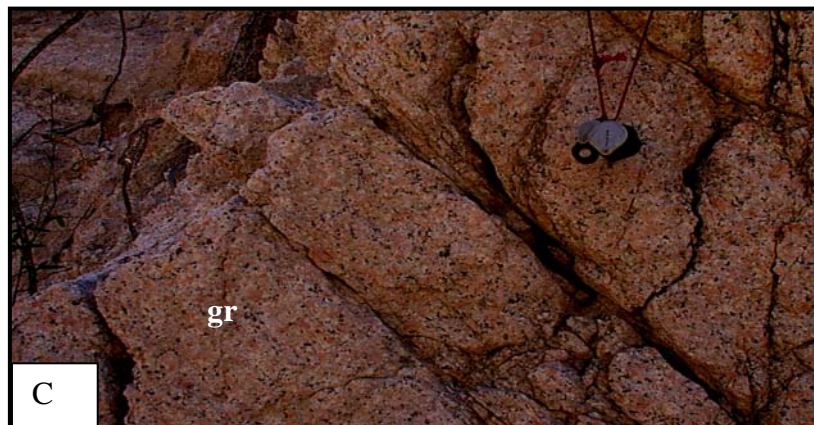


Figura 2.11. A.- Fenocristales de feldespato potásico (felk) con inclusiones poikilíticas de biotita y minerales opacos en el intrusivo Las Cruces (localidades El Cajoncito y El Ancón figura 2.2). B.-Intrusivo granítico Cabo San Lucas con enclaves máficos microgranulares (en) que se interpretan como diques disgregados. C.- Acercamiento al afloramiento de B, para apreciar, la abundancia y el color rosa de felk y las fracturas (gr) (localidad Cabo San Lucas figura 2.2).

Las edades por K-Ar en biotita y hornblenda reportadas por Frizzell *et al.* (1984b) oscilan entre 87 Ma y 94 Ma. Schaaf *et al.* (2000) reportan edades de 93 ± 2 Ma por el método de Rb-Sr en concentrados de biotita y roca entera. Nieto-Samaniego *et al.* (2005a) e Iriando *et al.* (2005) reportan edades de 91.90 ± 3 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita) del granito Las Cruces en la zona de falla de San Juan de Los Planes (la cual está caracterizada por la presencia de zonas con pseudotaquilita). Mientras que la roca sana, ubicada a 20 m de la zona de pseudotaquilita, tiene fechas de 88.6 ± 0.3 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita) y de 97.1 ± 0.9 Ma (U-Pb SHRIMP, zircón).

El Granito Cabo Pulmo que aflora en el Bloque La Trinidad (i.e. Sierras El Agua Escondida y La Trinidad, véase figura 2.1 y 2.2) como una roca de tono claro a rosa formada por cuarzo+feldespatos potásico (microclina)+biotita+hornblenda±zircón. La textura es hipidiomórfica, granular medio a grueso y una característica distintiva es la presencia de feldespatos potásicos de forma euhedral con tamaños hasta de 0.5 cm. La roca por lo general presenta alteración, principalmente de la biotita y el feldespatos potásico.

En el Bloque la Trinidad, el granito Cabo Pulmo intrusión a la granodiorítica y ambas unidades están cortadas por diques porfídicos de composición tonalítica.

El granito Cabo San Lucas aflora en áreas de la parte meridional del Bloque Los Cabos, principalmente en las regiones La Candelaria y Cabo San Lucas. Topográficamente se manifiesta como crestones en las partes altas de los cerros formando un enjambre de diques aplíticos y porfídicos paralelos. Sus dimensiones van de metros a decenas de metros de espesor y centenas de metros en longitud, visibles en fotografías aéreas a escala 1:50 000. La dimensión de los afloramientos se incrementan hacia el sur, en donde definen estructuras circulares o semicirculares (de cientos de metros) con una topografía suave de lomeríos (figura 2.1). Es una roca de color rosa claro en muestra sana y café al intemperizar, formada por cuarzo+feldespatos potásico (fenocristales de un centímetro) +plagioclasa+biotita. Su textura es principalmente hipidiomórfica granular gruesa (figura 2.11 B y C).

En las inmediaciones de Cabo San Lucas y en los cortes por la carretera de cuatro carriles San José del Cabo-Cabo San Lucas afloran rocas graníticas intemperizadas de grano grueso a fino, caracterizadas por la presencia de enclaves a manera de diques disgregados (figura 2.11 B). Las edades reportadas por Grove *et al.* (2003) son entre 80 y 90 Ma por K-Ar en biotita. Frizzell *et al.* (1984c) reportan una edad de 84 Ma en biotita por el método de K-Ar.

2.1.2.D.- Sistemas de diques

En toda la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz afloran varios sistemas de diques con composiciones y orientaciones diferentes. Entre ellos hay tonalíticos (con textura porfídica), diabásicos, cuarzo-feldespáticos y máficos (microdiorita). Los diques cortan tanto al complejo

metamórfico, como al ensamble plutónico y fueron agrupados en dos categorías: a) diques deformados y b) diques sin deformación.

Diques Deformados afloran en las regiones de Todos Santos, Bloque Los Cabos y de la Sierra La Gata. Son de composición diabásica y cuarzofeldespática. En la Sierra La Gata, los diques diabásicos deformados reportados por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1995b) e Hiraes-Rochin (2004) son rocas con estructura tabular que tienden a estrangularse. Su espesor puede alcanzar hasta 1.5 m y forman también estructuras de *budines* de espesores de 1.5 m (figura 2.12 A). Los diques diabásicos deformados en la Sierra La Gata fueron fechados en 95 Ma con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda (Garrow *et al.*, 2002). Los diques deformados en la Sierra La Gata cortan tanto a las rocas metamórficas como a las plutónicas, pero a su vez están cortados por los diques leucocráticos y pegmatíticos sin deformar.

Los diques están desplazados por fallas normales de rumbo N30° a 45° W e inclinación 60° a 70° NW con una componente oblicua, lo cual da una apariencia de un fallamiento lateral (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1995b; Hiraes-Rochin, 2004).

Diques sin deformación.- Los diques sin deformación afloran prácticamente en toda la provincia e incluyen a las pegmatitas graníticas de la Sierra La Gata, que se interpretan como apófisis y cuerpos tabulares pequeños que varían de 2 a 4 m de espesor. Los diques tienden a ser concordantes con la foliación de las rocas del complejo metamórfico; es común observar como las apófisis se acuñan en el complejo metamórfico (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1995b; Hiraes-Rochin, 2004; Valdivia-Pimentel y Pérez-Venzor, 2004).

Los diques pegmatíticos muestran tres asociaciones mineralógicas: 1) cuarzo+feldespato potásico+plagioclasa (albita)+sericita; 2) cuarzo+plagioclasa+biotita+granate y 3) cuarzo+feldespato potásico+granate+turmalina. Los intercrecimientos de cuarzo y feldespato potásico son comunes (figura 2.12B y C). Los diques están cortados por fallas de ángulo bajo con orientación N25° W y desplazamientos de 3 metros, formando un arreglo escalonado. Los diques pegmatíticos están a su vez cortados por diques, porfídicos (graníticos, tonalíticos) y diabásicos.

Los diques tonalíticos porfídicos son abundantes en las regiones de Todos Santos, Bloque Los Cabos, Sierra La Gata y Bloque La Trinidad. Su espesor varía de 2 m a decenas de metros y su longitud va de metros a cientos de metros. Son rocas porfídicas con fenocristales de cuarzo+plagioclasa+hornblenda, contenidos en una matriz afanítica de color gris verdosa en muestra sana. En la región occidental del Bloque Los Cabos, los diques porfídicos tienen una orientación al NW y algunos son prácticamente E-W; además están segmentados pero pueden seguirse por varias decenas de metros. Las relaciones de campo indican que los diques tonalíticos cortan a los diques pegmatíticos, que también son cortados por los diabásicos.

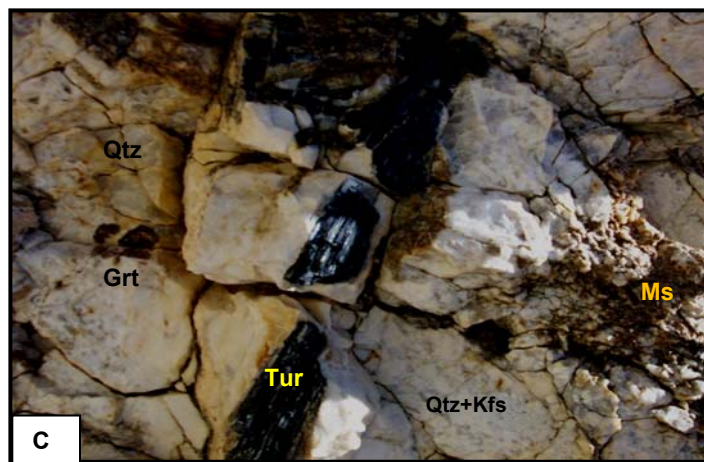
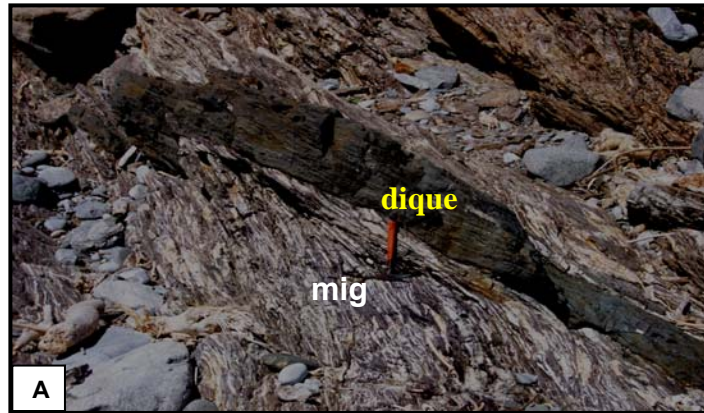


Figura 2.12. A.- Dique deformado que corta a la migmatita (mig) (localidad El Ranchito y Playa Gringa, de la figura 2.2). B.-Dique pegmatítico corta al intrusivo El Veladero (IV). C.- Acercamiento de B, que muestra los fenocristales de cuarzo (Qtz), feldespato potásico (Kfs), muscovita (Ms), granate (Grt) y turmalina (Tur), esta última de más de 10 cm de longitud (localidad 7 de la figura 2.1B).

En la Sierra La Gata (región Oriente) Pérez-Venzor (1993), Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1995b) e Hiraes-Rochin (2004) reportaron diques tonalíticos, que pasan gradualmente desde cuerpos irregulares (apófisis) a estructuras tabulares, que varían de metros a decenas de metros en dimensión y pueden terminar en estructuras de forma de cuña con bordes de enfriamiento (2 a 5 cm de espesor) (figura 2.13A y B).

Otra característica de los diques porfídicos tonalíticos en la Sierra La Gata es la alteración hidrotermal, que varía de moderada a intensa y se presenta como argilización de la plagioclasa y cloritización del anfíbol. El cuarzo es de tipo beta (β). En general los diques tienen un rumbo S45°E y una inclinación 85°NE. Debido al fallamiento normal con orientación N-S los diques están segmentados y definen un arreglo escalonado. También cortan de manera discordante al complejo metamórfico y a su vez los diques tonalíticos están cortados por los diques diabásicos no deformados.

En la Sierra La Gata, Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1995b) e Hiraes-Rochin (2004) reportan un sistema de diques félsicos de textura microporfídica y matriz afanítica intensamente silicificados, que fueron calificados como diques pórfido-riolíticos. Estos diques tienen estructura de flujo y escasos fenocristales de plagioclasa, cuarzo y sanidino, criterios básicos para diferenciarlos de los diques porfídicos tonalíticos. El espesor de los diques varía de metros a decenas de metros. Los diques pórfido-riolíticos cortan a los diques tonalíticos y son discordantes con la foliación en la roca metamórfica. Los diques presentan bordes de enfriamiento con la roca de caja. La textura de la unidad varía de porfídica en el centro a criptocristalina en el borde y en las zonas de acuñamiento la textura llega a ser también criptocristalina (Figura 2.13B y C). Estos cuerpos intrusivos están afectados por fallas normales escalonadas.

En toda la región meridional, los diques diabásicos de color verde y con una foliación magmática son comunes, con un espesor que varía de uno a 10 m (figura 2.7C). Estas diabasas cortan a los diques tonalíticos y a los pegmatíticos, pero son cortados por otro sistema de diques andesíticos los cuales son de textura fina, de color verde en superficie intemperizada, pero oscuros en superficie sana y presentan microcristales de plagioclasa y ferromagnesianos.

Diques diabásicos son reportados por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1988,1989a), Pérez-Venzor *et al.* (1997b y c) y Pérez-Venzor y Schaaf (1998). Estos diques están distribuidos en toda la provincia en el Bloque Los Cabos en estructuras que se pueden seguir por centenas de metros. El espesor de los diques es de uno a 30 metros y presentan contactos rectos con bordes de enfriamiento. La roca en superficie sana es verde, tornándose café al intemperizar. A nivel de afloramiento presentan estructuras esferoidales por el intemperismo diferencial (figura 2.13 D). Son rocas afaníticas a microporfídicas que intrusionan tanto a las rocas metamórficas como ígneas. Aparentemente son las rocas ígneas más jóvenes, posiblemente del Paleógeno de la Provincia Complejo Plutónico de La Paz.

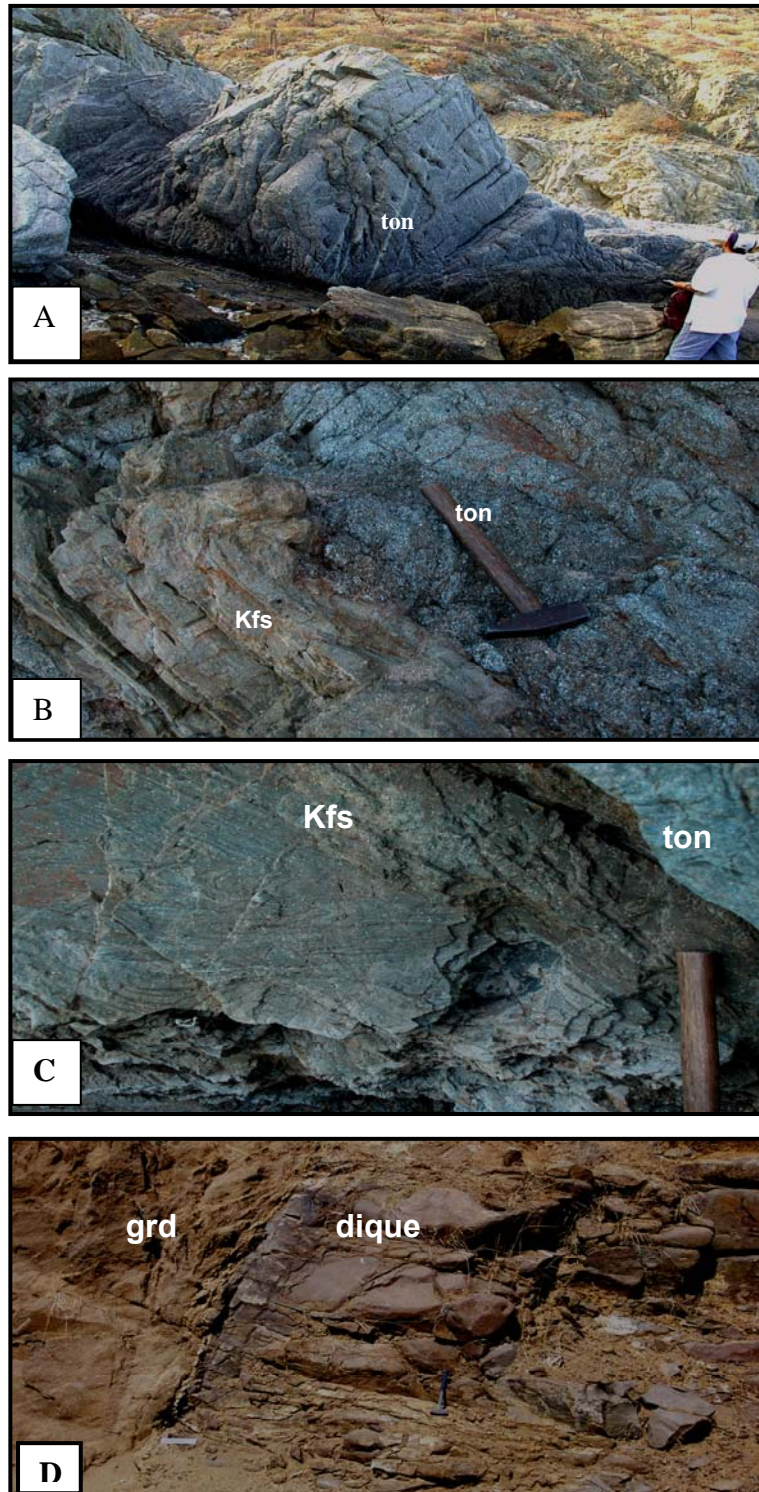


Figura 2.13.- A.- Dique porfídico (ton) emplazado en las rocas del complejo metamórfico Sierra La Gata. B y C.- Contacto entre un dique félsico (Kfs) y uno porfídico (ton) (A, B y C: localidad Primeras Piedras, al sur de Sierra La Gata, figura 2.2). D.- Dique diabásico con intemperismo esferoidal, cortando a granodiorita (grd) intemperizada (localidad 10 de la figura 2.1B).

2.1.3.- Rocas Volcánicas

Las rocas volcánicas en la región meridional de la península afloran en dos regiones: a) La Paz y b) Bloque La Trinidad (figuras 2.1 y 2.2). En el primer caso, las rocas corresponden a las estrabaciones meridionales que Ortega-Gutiérrez *et al.* (1992) denominaron Provincia Volcánica Sierra La Giganta y corresponden a Formación Comondú (Beal 1948; Mina 1957). Hausback (1984) y Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1986, 1988) reportan las características de las rocas volcánicas y su contexto geológico-tectónico regional en las cercanías de La Paz.

Al NNE de La Paz (Punta Coyote) las rocas volcánicas y volcanosedimentarias del Mioceno (22-16 Ma; Hausback, 1984) descansan discordantemente sobre una secuencia continental, compuesta por conglomerados y areniscas eólicas pre-miocénicas y sobre el complejo basal del Mesozoico. Las rocas volcánicas están cubiertas parcialmente por depósitos de gravas cuaternarias (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1986 y 1988).

La secuencia volcánica en Punta Coyote incluye ignimbritas félsicas, depósitos volcanoclásticos (lodos y brechas volcánicas) de composición andesítica-basáltica (figura 2.14) que en algunos sitios están coronadas por un derrame de riocita (derrame Providencia). Las edades de las rocas volcánicas en la región de El Coyote, obtenidas por Hausback (1984) en biotita y roca entera por el método K-Ar se ubican entre 25.0 ± 0.6 Ma en biotita de una toba riolítica (base de la secuencia) y 19.2 Ma en el derrame Providencia de la parte superior de la secuencia.

Los trabajos en la cuenca de San José del Cabo y en Bloque La Trinidad realizados por Martínez-Gutiérrez (1994) y Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997) reportan rocas que incluyen unidades subvolcánicas, hipabisales y volcánicas, mismas que afloran en localidades como: La Trinidad, Cabo Pulmo, Las Barrancas y Los Frailes dentro del Bloque La Trinidad (figuras 2.1 y 2.2). Los afloramientos de rocas subvolcánicas son diques y cuerpos hipabisales clasificados como pórfido granítico.

Las rocas volcánicas del Bloque La Trinidad varían de dacita a riolita y presentan distintos colores y estructuras con variaciones texturales de afanítica a porfídica. Las rocas subvolcánicas intrusionan a rocas plutónicas (granodiorita y granito Cabo Pulmo). Las rocas volcánicas cubren parcialmente al basamento cristalino.

Todas las unidades volcánicas y subvolcánicas son del Mioceno superior y por su similitud con la Formación Comondú han sido correlacionadas con ella (McCloy, 1984; Martínez-Gutiérrez, 1994). Sin embargo, se desconoce la edad y la relación que estas rocas guardan con las de la región de La Paz o con el vulcanismo terciario de la Sierra Madre Occidental (SMO), Sierra Madre del Sur (SMS) y Sierra La Giganta.

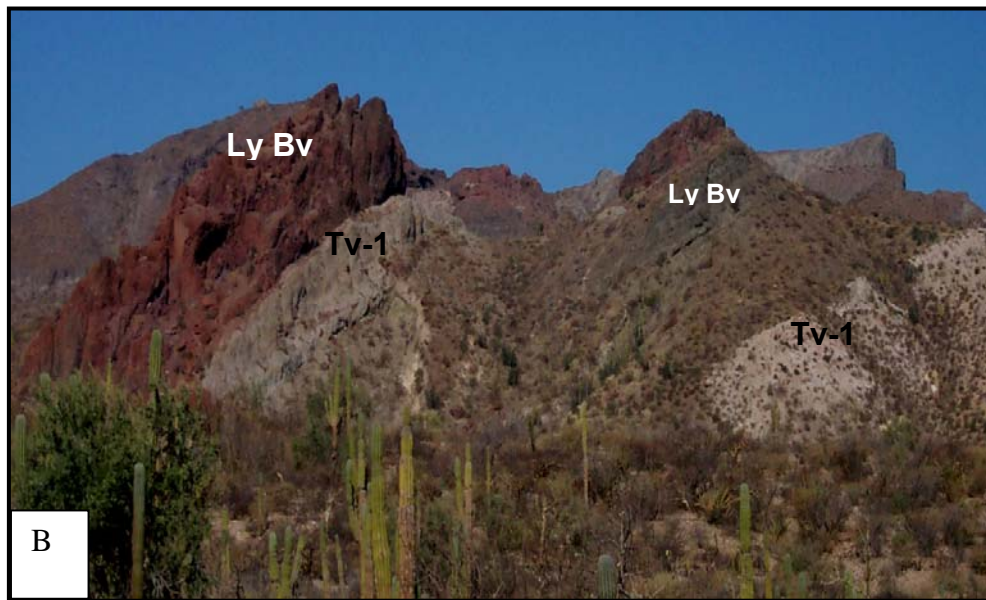
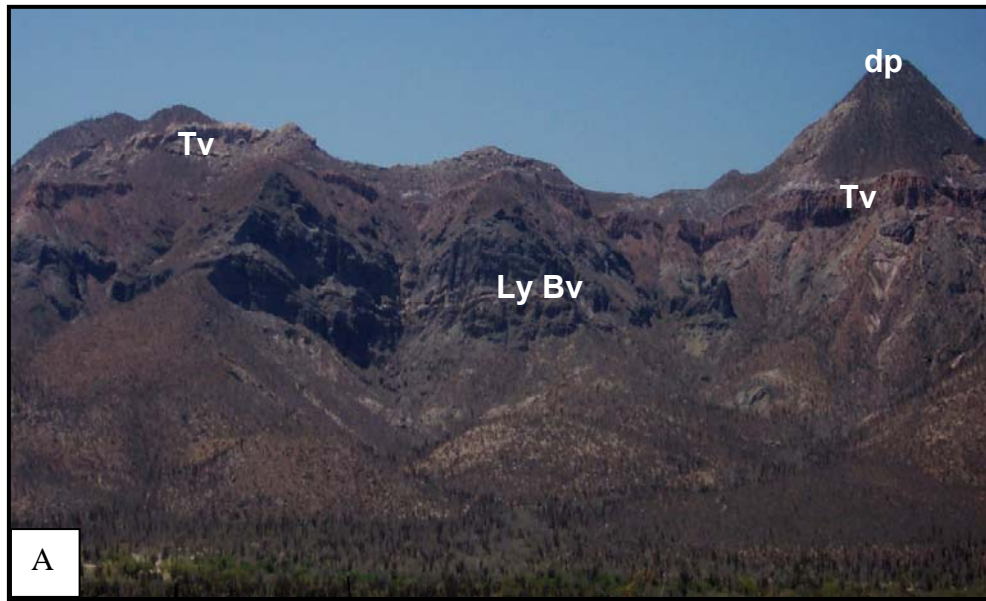


Figura 2.14.- Rocas de la Faja Volcánica de La Giganta (FVLG) en la región de Punta Coyote. A.- Panorámica de toda la secuencia: Lodos y brechas volcánicas (LyBv); rocas piroclásticas (Tv) en la parte media y derrame Providencia (dp) en la parte superior de la fotografía. B.- Evidencias tectónicas, indicadas por el basculamiento y desplazamiento de las unidades volcánicas (en la región NE de La Paz).

2.1.4.- Rocas Sedimentarias

Las rocas sedimentarias terciarias están distribuidas en las cuencas de San José del Cabo, San Juan de Los Planes e Istmo de La Paz, respectivamente, mientras que los sedimentos cuaternarios están distribuidos de manera general en los flancos de los sistemas montañosos, cubriendo parte de las cuencas (figura 2.1).

Rocas Sedimentarias Terciarias

La cuenca tectónica de San José del Cabo está parcialmente rellena por sedimentos marinos y continentales del Mioceno medio al Reciente (Pantoja-Alor y Carrillo-Bravo, 1966; McCloy, 1984). Martínez-Gutiérrez (1994) y Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997) las agruparon en varias formaciones informales que de la base a la cima son: Calera, Trinidad, El Refugio, El Chorro y Los Barriles. Las unidades litoestratigráficas sedimentarias presentan variaciones laterales en sus facies. La cuenca en su porción oriental está conformada por depósitos continentales, como areniscas fluviales y conglomerados (Formación Calera) (figura 2.15 A). Las rocas de la parte central de la cuenca son depósitos de origen marino que incluyen caliza, fangolita y lutita (Formación Trinidad) que fueron depositados en el Mioceno-Plioceno (McCloy, 1984; Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997).

La transición de depósitos marinos a continentales ocurre entre la Formación Refugio y la Formación Los Barriles. La primera consiste de areniscas con lentes de conglomerados, mientras que la Formación Los Barriles consiste principalmente de conglomerados (figura 2.15 B y C). La mayoría de la cuenca San José del Cabo está cubierta por una capa delgada de areniscas arcóscas de la Formación El Chorro (Martínez-Gutiérrez, 1994).

Depósitos Sedimentarios del Cuaternario

Asociados con los rasgos tectónicos y con los sistemas montañosos de toda la Provincia Complejo Plutónico de La Paz existen varios sistemas de abanicos fluviales que cubren en parte las relaciones entre los complejos metamórficos y los ensamblajes plutónicos; útiles para inferir la dinámica actual de los diferentes sistemas de fallas reconocidos en La Provincia Complejo Plutónico La Paz (figura 2.1). Los principales sistemas de abanicos reconocidos son: Al occidente del Valle de La Paz y al norte de Todos Santos en donde se aprecian tres estructuras de abanicos (sistema de abanicos Bayo Flojo) en un proceso de erosión intenso, con ápices truncados por la falla El Carrizal. Estas estructuras posiblemente formaban el frente de abanicos del Bloque de Los Cabos antes de la formación del Valle de La Paz (figuras 1.2 y 2.1).

En el valle o istmo de La Paz (flanco occidental de las sierras Las Cruces y El Novillo) se define el sistema de abanicos valle de La Paz- El Carrizal (figura 2.1), con diferentes grados de evolución y desarrollo, conformado por arenas y gravas. Su morfología sugiere varias fases involucradas en su desarrollo.

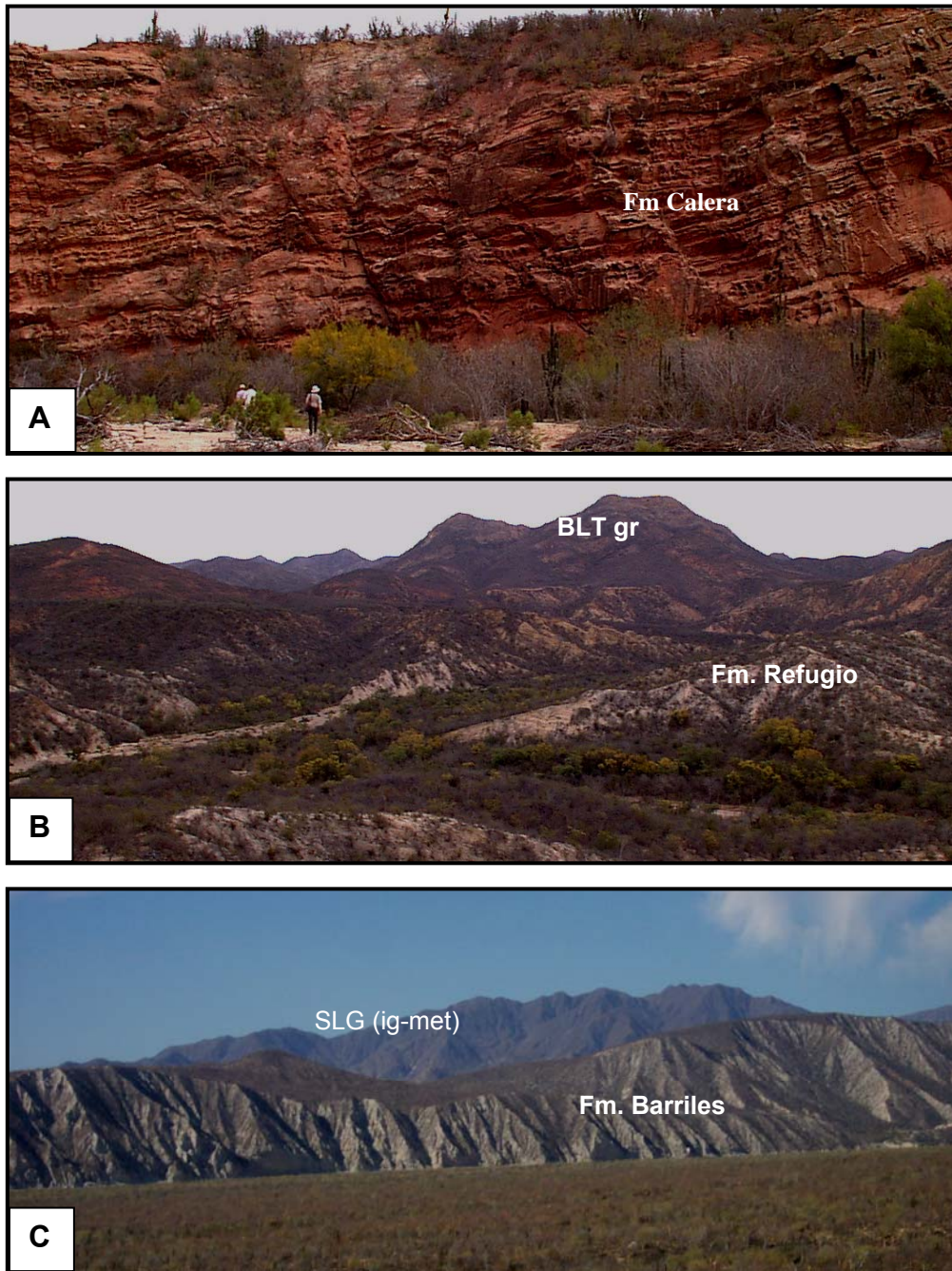


Figura 2.15.- Rocas sedimentarias de la cuenca de San José del Cabo: A.- Formación Calera, con buena estratificación y basculada por fallas terciarias (localidad arroyo La Trinidad). B.- Formación El Refugio, parte baja de la fotografía en contacto con el basamento granítico del Bloque La Trinidad (BLT-gr) (localidad El Refugio, Sierra La Trinidad). C.- Formación Los Barriles (Localidad Boca del Álamo), Sierra de La Gata (SLG-ig-met).

El Sistema de abanicos San Juan de Los Planes está asociado a dos frentes de montaña: Uno esta asociado al sistema de fallas San Juan de Los Planes ubicado al oriente de la Sierra Las Cruces y otro al sistema de fallas activas La Gata. Localizadas en el margen oriental de la cuenca de San Juan de Los Planes (borde oeste de la Sierra La Gata), algunas de las fallas cortan a los depósitos de abanicos (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1997) (figura 2.1).

La cuenca San Juan de Los Planes está parcialmente rellena por arenas medias a gruesas y por rocas sedimentarias marinas expuestas en su porción nororiental (areniscas fosilíferas; Nava-Sánchez, 1992). La mayor parte de la cuenca está cubierta por abanicos aluviales pliocénicos, los cuales gradúan a depósitos lagunares, eólicos y de playa hacia la zona costera.

El sistema de abanicos del flanco oriental del Borde Oriental del Bloque Los Cabos y de la Sierra La Gata (figura 2.1) está formado por depósitos de grava, arena y limos, parcialmente consolidados y presenta rasgos sedimentarios que corresponden a facies proximales, intermedias y dístales en un sistema fluvial. Su morfología sugiere fases de rejuvenecimiento. El espesor de estos depósitos alcanza los 300 m. El control de la sedimentación está ejercido por el sistema de fallas San José del Cabo, que los pone en contacto tectónico con las rocas intrusivas del Bloque Los Cabos. En algunos sectores la falla San José del Cabo corta a los sistemas de abanicos, lo que indica que en tales sectores la falla está activa (figura 2.1A).

2.2.- RASGOS ESTRUCTURALES DE LA PROVINCIA GEOLÓGICA COMPLEJO PLUTÓNICO DE LA PAZ

Los principales rasgos estructurales de la región meridional de la península se presentan en las figuras 2.1 y 2.16 e indican condiciones tanto de deformación dúctil como frágil. La deformación dúctil causo el desarrollo de foliación tectónica y franjas miloníticas (región de Todos Santos y Sierra La Gata). Su edad es posiblemente de pre-cretácica a cretácica. La deformación frágil fue causada por varios sistemas de fallas a nivel regional, con una componente principalmente normal, destacando los sistemas de falla de San José del Cabo, San Juan de Los Planes, El Carrizal y La Gata (figuras 2.1 y 2.16). Dichas estructuras están consideradas y reportadas por varios investigadores como de edad cenozoica (Pérez-Venzor *et al.*, 1996a, 1997a y c; Martínez-Gutiérrez, 1994, Gaitán-Morán, 1986; Puy-Alquiza, 1992; Fletcher y Munguía, 2000; Fletcher *et al.*, 2003, 2007).

2.2.1.- Deformación dúctil.

Milonitas.- En los complejos cristalinos que afloran en las regiones de Todos Santos y Sierra La Gata existen franjas amplias de rocas miloníticas que fueron descritas en el apartado de rocas metamórficas (figura 2.1A y B). Se considera que estas rocas son producto de una mezcla tectónica de rocas del ensamble plutónico pretectónico a sintectónico con los metasedimentos (figura 2.3C).

Con base en las características mineralógicas y texturales de las milonitas y las relaciones de contacto con cuerpos intrusivos mesozoicos, se considera que estos complejos estructurales son evidencias de deformación dúctil a lo largo de fallas (figura 2.17B y C), acontecidas a presiones menores a 4.5 kbar y temperaturas entre 450° a 650 °C durante el Mesozoico (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989a). En la Sierra La Gata, uno de los eventos sobresalientes fue el desarrollo de una foliación y un intenso plegamiento (figura 2.17 A), típico de un ambiente de corteza media a inferior en condiciones de deformación dúctil, cuya edad es pre-terciaria (Pérez-Venzor, 1993 y 2000; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1995b e Hiraes-Rochin, 2004). La foliación de las rocas en la Sierra La Gata ilustrada en la figura 2.1C, tiene rumbos dominantes de 25° a 75° hacia NE e inclinaciones de 64°NW, a 55°SW. Los pliegues presentes en las rocas metamórficas (gneis y gneis migmatítico) de la Sierra La Gata son cilíndricos y recumbentes, con amplitudes máximas de 5 cm (figuras 2.17A y 2.5) con tres tendencias de rumbo del plano axial de N60°E, N34°E y N88°E (Hiraes-Rochin, 2004).

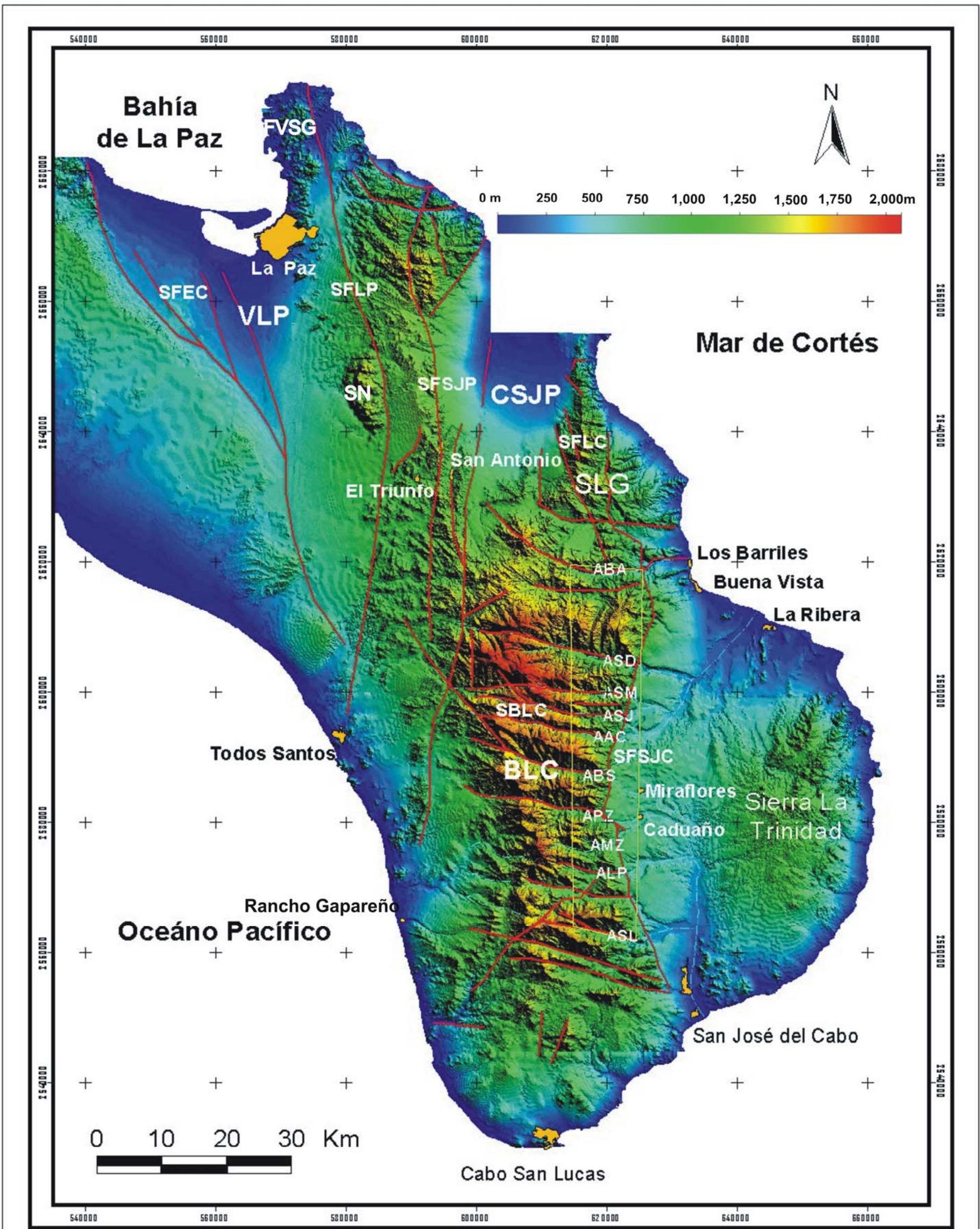
Sistema Falla La Paz.-Esta estructura cruza el extremo meridional de la península de Baja California con una orientación NNW y marca la frontera entre las rocas metamórficas y las rocas plutónicas postectónicas (figuras 2.1, 2.16 y 2.18A).

La falla La Paz es una estructura compleja (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988,1989a; Pérez-Venzor y Aranda-Gómez, 1991; Pérez-Venzor *et al.*, 1992b) en la que ocurrió durante el Mesozoico un movimiento en un régimen compresivo, a presión y temperatura considerablemente altas. Durante el Cenozoico tardío, los movimientos sucedieron a presión y temperatura bajas en un régimen extensional (Aranda-Gómez, 1982).

Los datos publicados por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1989a) indican que los trazadores cinemáticos muestran el sentido de movimiento de cizalla sinistral (izquierdo) en la granodiorita milonitizada del Arroyo Grande. También reportan movimientos con una componente inversa. Ellos consideran que el sistema de falla La Paz es una estructura importante, con historia geológica desde el Cretácico y con periodos de reactivación posteriores.

La existencia de la falla La Paz ha sido cuestionada en otros trabajos (Ramos-Velázquez, 1998; Fletcher *et al.*, 2003 y 2007), quienes consideran que la falla de La Paz, desde el aspecto tectónico, no es importante y que posiblemente no existe.

Sin embargo, trabajos realizados por Schürzinger (2004) y Mattern *et al.* (2010) confirman su existencia y consideran que la estructura de la falla La Paz es importante en la evolución geológica de la región con varios periodos de actividad y dinámica. La falla ha sido interpretada de diferente manera (ejemplo: Aranda-Gómez- Pérez-Venzor, 1989a; Sedlock *et al.*, 1993; Schaaf *et al.*, 2000). Esto implica que la estructura referida es compleja y aún no está esclarecida totalmente.



Leyenda	
	Área de estudio
	Poblado
	Fallas
	Arroyos
SFSJC:	Sistema de Fallas San José del Cabo
SFLG:	Sistema de Fallas La Gata
SFBLC:	Sistema de Fallas Bloque de Los Cabos
SFSJP:	Sistema de Fallas San Juan de los Planes
SFLP:	Sistema de Falla La Paz
SFEC:	Sistema de Fallas El Carrizal
ABA:	Arroyo Buenos Aires
ASD:	Arroyo San Dionisio
ASM:	Arroyo Sol de Mayo
ASJ:	Arroyo San Jorge
AAC:	Arroyo Agua Caliente
ABS:	Arroyo Boca de la Sierra
APZ:	Arroyo Portezuelo
AMZ:	Arroyo Mezquite
ALP:	Arroyo La Palma
ASL:	Arroyo San Lorenzo
VLP:	Valle La Paz
CSJP:	Cuenca San Juan de los Planes
BLC:	Bloque de Los Cabos
SLG:	Sierra La Gata
SLC:	Sierra Las Cruces
SN:	Sierra el Novillo
FVSG:	Faja Volcánica Sierra la Giganta

Proyección: UTM, Zona 12
 Datum: WGS84
 Fuente: INEGI

Figura 2.16
 Estructuras tectónicas mayores

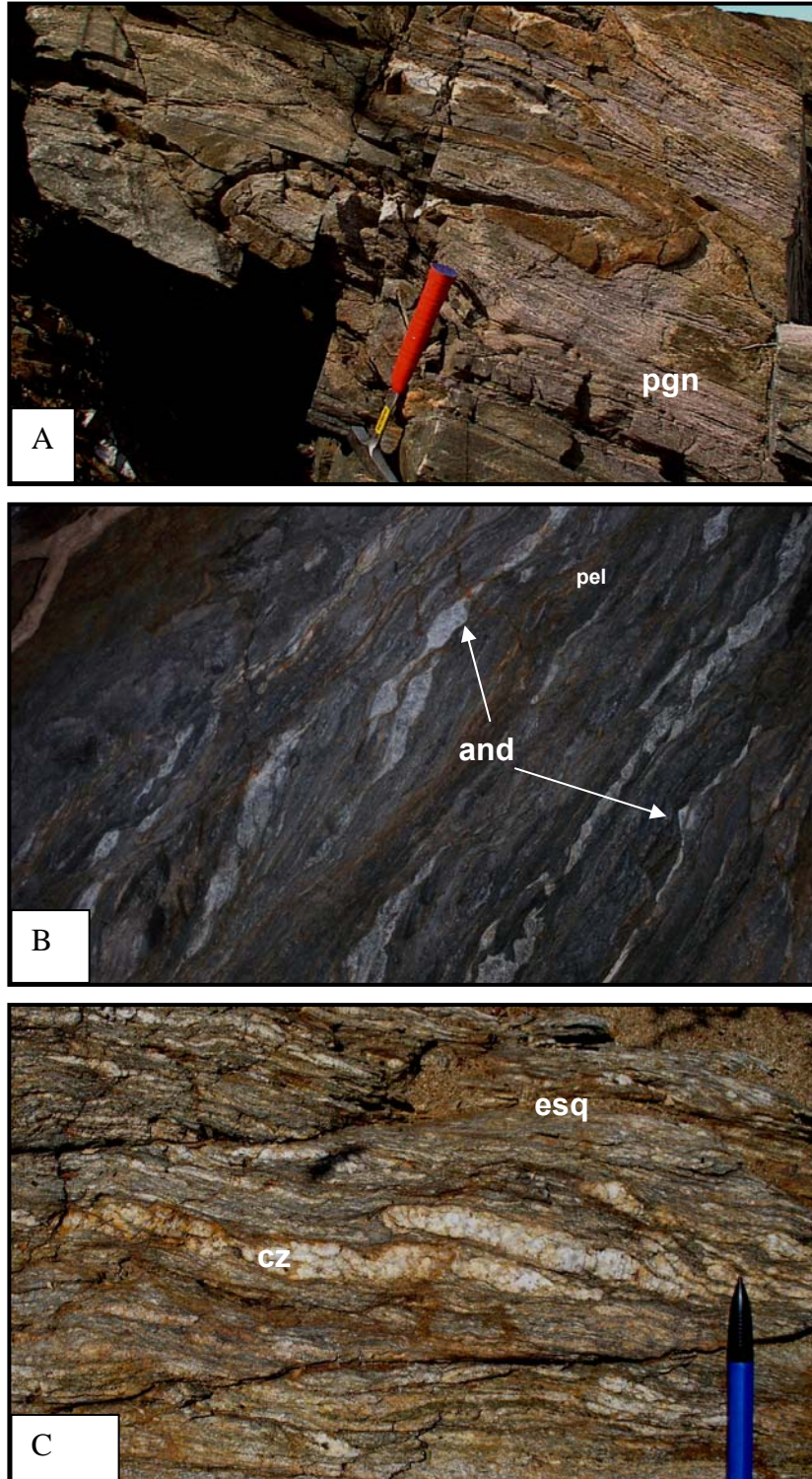


Figura 2.17. A - Pliegues en el paragneis La Gata (pgn) expuestos en la localidad Playa Gringa, al sur del Ranchito (Sierra La Gata, figura 2.2). B.- porfidoblastos deformados de andalucita (and), vistos en una superficie perpendicular a la foliación en las metapelitas (pel) expuestas en el arroyo La Muela (localidades 4 y 5 figura 2.1A). C.- Presencia de fallas de bajo ángulo con movimientos inversos, evidenciados por las vetas de sílice (cz) en esquistos (esq) (localidad 4 figura 2.1B).

La falla La Paz representa un elemento entre dos dominios litológicos distintos. El gneis Punta Lobos y los metasedimentos (reportados por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989a), ubicados al occidente de la falla conforman el bloque inferior. Además presentan estructuras que indican ser producto de una sedimentación en condiciones de alta energía. Son rocas de afinidad oceánica derivadas de protolitos asociados a un ambiente de transición entre corteza continental y un arco volcánico oceánico (Schürzinger, 2004). Sus características no corresponden con las rocas del lado oriental de la zona de falla que incluyen metapelita, esquisto y ortogneis como rocas del borde continental, lo cual implica un desplazamiento entre ambas unidades litológicas. La zona de falla La Paz cumple con muchas de las condiciones para ser una frontera importante entre los dos dominios litológicos. Sin embargo, en la zona de cizalla domina el movimiento con desplazamiento inverso sobre la componente sinistral por lo que no puede ser considerada como una zona que compensa movimiento lateral de cientos a miles de kilómetros (Schürzinger, 2004).

El estudio realizado por Mattern *et al.* (2010) en los metasedimentos y milonitas de la región de Todos Santos al occidente de la Provincia Complejo Plutónico de La Paz, demuestra que la región de Todos Santos fue primero afectada por cizalla dúctil dextral en el Cretácico Temprano. La región de Todos Santos también manifiesta que durante el Cenozoico Temprano? la transición entre el arco y el frente de arco fue reactivada como una zona dúctil, con una componente en sentido sinistral y que fue posiblemente transpresiva. Los intervalos de la deformación mencionados están asociados con el cambio de la convergencia de las placas y son interpretados como los efectos ligados a una trinchera con desplazamiento a rumbo.

Las relaciones geométricas entre el arco con respecto a la inclinación de la foliación, lineación de alargamiento y sentido de cizalla indican que el arco pudo haber sido presionado contra las rocas metamórficas de la región durante el desarrollo de la cizalla sinistral (izquierda) y que el intervalo sinistral continuó hasta el enfriamiento regional (Cenozoico Temprano?).

El último intervalo de deformación está indicado por fallamiento frágil. También confirma la secuencia relativa de la deformación, desde el intervalo dextral al sinistral, deducida de la desviación de la lineación preexistente y concuerda con el modelo de tectónica de placas para el occidente de México (Mattern *et al.*, 2010).

El segmento noreste de la falla La Paz (entre la presa Buena Mujer y El Novillo) está interpretado por Mattern *et al.* (2010) como una falla frágil sintética moderna de desplazamiento a rumbo (figura 2.18A) y pertenece al sistema Provincia Extensional del Golfo de California. Los autores no encontraron en esa zona evidencias de extensión de Cuencas y Sierras, que se expresa en el Mioceno en la región de Todos Santos. Sin embargo, estas evidencias están presentes al oriente de la sierra El Novillo por las fallas San Juan de Los Planes y San José Cabo.

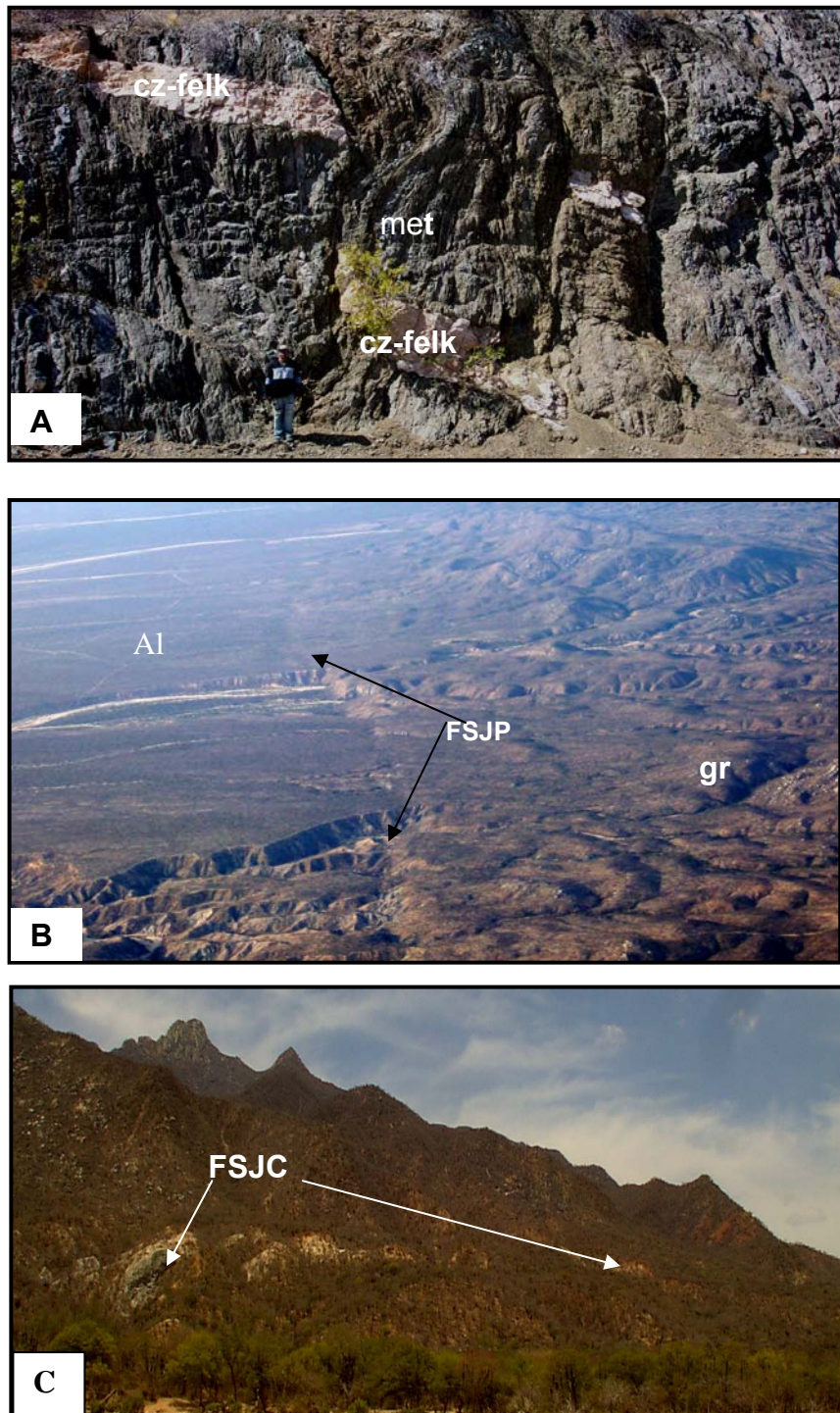


Figura 2.18. A.- Zona de falla de La Paz. La foliación es N-S vertical, en rocas metamórficas (met) con evidencias de pliegues, sobreimpuesta por deformación frágil desplazando a diques félsicos (cz-felk); (localidad kilómetro 16 carretera La Paz -Los Planes; figura 2.2). B.- Panorámica de la traza de la falla San Juan de Los Planes viendo al Sur (FSJP) cortando a los abanicos (Al) y a las rocas graníticas (gr) (localidad El Ancón, figura 2.2). C.- Panorámica de la falla San José del Cabo (FSJC) en la región del Cardonozo y San Miguelito (figura 2.2 y 2.1).

El trabajo de Mattern *et al.* (2010) confirma lo establecido por Schürzinger (2004) y lo interpretado por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1989a) en cuanto a que la falla La Paz es una estructura importante con una historia compleja desde el Cretácico.

2.2.2.- Deformación Frágil

Las figuras 2.1 y 2.16 muestran las fallas frágiles más notables en la Provincia Geológica del Complejo Plutónico La Paz, mismas que son agrupados en cinco sistemas de fallas regionales.

Típico de la región meridional es la presencia de pilares tectónicos, como los bloques Los Cabos, La Trinidad, Sierra La Gata y Sierra Las Cruces, mientras que las cuencas, como contraparte, son depresiones tectónicas (graben o medios graben), como los valles La Paz-El Carrizal y las cuencas de San José del Cabo y San Juan de Los Planes (figura 2.16).

Los límites de las macroestructuras están marcados por varios sistemas de fallas regionales con orientación NNE. La edad es cenozoica y posiblemente asociada al evento Cuencas y Sierras (Basin and Range) y/o a la provincia extensional del Golfo. Algunas de estas estructuras pueden ser consideradas como activas en algunos de sus sectores (Nava-Sánchez, 1992; Puy-Alquiza, 1992; Martínez-Gutiérrez, 1994; Pérez-Venzor *et al.*, 1996a; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1997; Fletcher y Munguía 2000; Fletcher *et al.*, 2000a y b, 2003 y 2007).

El sistema de la Sistema de Falla El Carrizal se localiza al oeste de la ciudad de La Paz (figura 2.16) con una extensión de casi 60 km con dirección NNW y define el limite occidental del graben La Paz (Gaitán-Morán, 1986). Esta falla se caracteriza por presentar dos escarpes principales. El escarpe mayor coincide con la traza de la falla principal, la cual cruza el rancho Alfredo Bonfil y se proyecta hasta la línea de costa en el norte, continuando aproximadamente unos 65 km a lo largo de la costa del Golfo de California. El segundo escarpe presenta una traza curvilíneada que es subparalela a la falla El Carrizal. Ambos escarpes están separados por terrazas aluviales (Fletcher y Munguía, 2000; Fletcher *et al.*, 2000a y b, 2003, 2007).

El Sistema de la Falla San Juan de Los Planes es un sistema con una componente normal que consiste en fallas múltiples subparalelas con orientaciones predominantemente N-S a NNE-SSW e inclinaciones al oriente (figuras 2.16 y 2.18B). Este sistema, con una zona de influencia de un kilómetro de ancho, limita y corta las rocas graníticas en el flanco oriente de las sierras Las Cruces y La Trinchera.

Con base en las relaciones de campo, se considera que tiene una edad terciaria (Puy-Alquiza, 1992). Sin embargo, reportes recientes por Nieto-Samaniego *et al.* (2005a) indican que el sistema de falla está asociado a un régimen de acortamiento laramídico con edades de 85.44 ± 0.46 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) obtenida en pseudotaquilitas. Sin embargo, el hecho de que la falla afecte a las rocas

intrusivas del Cretácico no es incompatible con una edad terciaria de la falla. Los datos interpretados por Nieto Samaniego *et al.* (2005a) sugieren que la falla de San Juan de Los Planes experimentó un proceso de exhumación mayor a los 10 km. Este proceso pudo haber generado las rotaciones necesarias para posicionar el sistema de falla inversa con el bloque caído como se muestra actualmente.

El Sistema de Falla La Gata también es de escala regional y las estructuras tienen un arreglo escalonado con una tendencia de rumbo general N-S (figura 2.16). Todas las fallas del sistema La Gata cortan depósitos de abanicos aluviales indicando que son activas o muy recientes (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1997).

El Sistema de Falla San José del Cabo constituye un rasgo estructural sobresaliente en el borde oriental del Bloque de los Cabos. Su prolongación en el extremo NE coincide con el flanco oriental de la Sierra La Gata. El sistema de falla San José puede dividirse en tres sectores: norte, centro y sur (figura 2.16). Se manifiesta por una traza con dirección irregular NNW, N-S y NE, extendiéndose cerca de 200 km. El plano se inclina menos de 50° en promedio al oriente, tiene un movimiento predominantemente normal y afectó primordialmente a rocas plutónicas y metamórficas, que las pone en contacto con las rocas del Mioceno al Cuaternario de la cuenca de San José del Cabo (figura 2.18C). El sistema ha sido referido por Pérez-Venzor *et al.* (1997b, 1997c), Pérez-Venzor y Schaaf (1998), Fletcher *et al.* (1998, 2000a y b, 2003 y 2007), Bravo-Pérez (2001), Pérez-Espinoza *et al.* (2000) y Pérez-Espinoza y Pérez-Venzor (2001 y 2002).

Fechamientos mediante trazas de fisión y modelado térmico en las rocas que afloran al este de la falla de La Paz y la falla San José del Cabo muestran diferencias significativas respecto a la tectónica del Neógeno. Las edades obtenidas en las rocas asociadas a la falla de La Paz están entre 62-63 Ma y 48-53 Ma (Fletcher *et al.*, 1998) indicando un enfriamiento rápido (aproximadamente de 20° C/Ma) en el Paleoceno. En contraste, las rocas asociadas a la falla San José del Cabo dan edades entre 43-46 Ma y 9-10 Ma, con un máximo de enfriamiento de hasta 43°C/Ma, lo cual indica que la falla San José del Cabo es una estructura con una actividad más reciente (Fletcher *et al.*, 1998).

El Sistema de Fallas Transverso W-NW (Sistema de Fallas del Bloque Los Cabos) es un sistema de estructuras regionales con orientación aproximada E-W (figuras 2.1 y 2.16), que segmenta al Sistema Montañoso Central en bloques menores. Dichas estructuras son interpretadas como fallas oblicuas y desplazan al sistema de falla San José del Cabo de orientación N-S (Pérez-Venzor *et al.*, 1997c; Pérez-Venzor y Schaaf, 1998; Schaaf *et al.*, 2000; Fletcher y Munguía, 2000; Fletcher *et al.*, 2003 y 2007).

En la figura 2.19 se presentan algunos datos estructurales de foliación, ejes de pliegues, fracturas y fallas, medidos en las regiones de Todos Santos (Veladero y Cerro El Perico), Sierra de La Gata y Borde Oriental del Bloque Los Cabos. Los datos están proyectados en el hemisferio sur de una red equiarial, en el caso de las estructuras planares se proyectan los polos de los planos. En la región de Todos Santos en El Veladero la foliación define una orientación NW con inclinaciones al SW entre 15° y 60°. Mientras que en el cerro El Perico la foliación define una orientación NE con inclinación tanto al SE como al NW entre 10° y 30°.

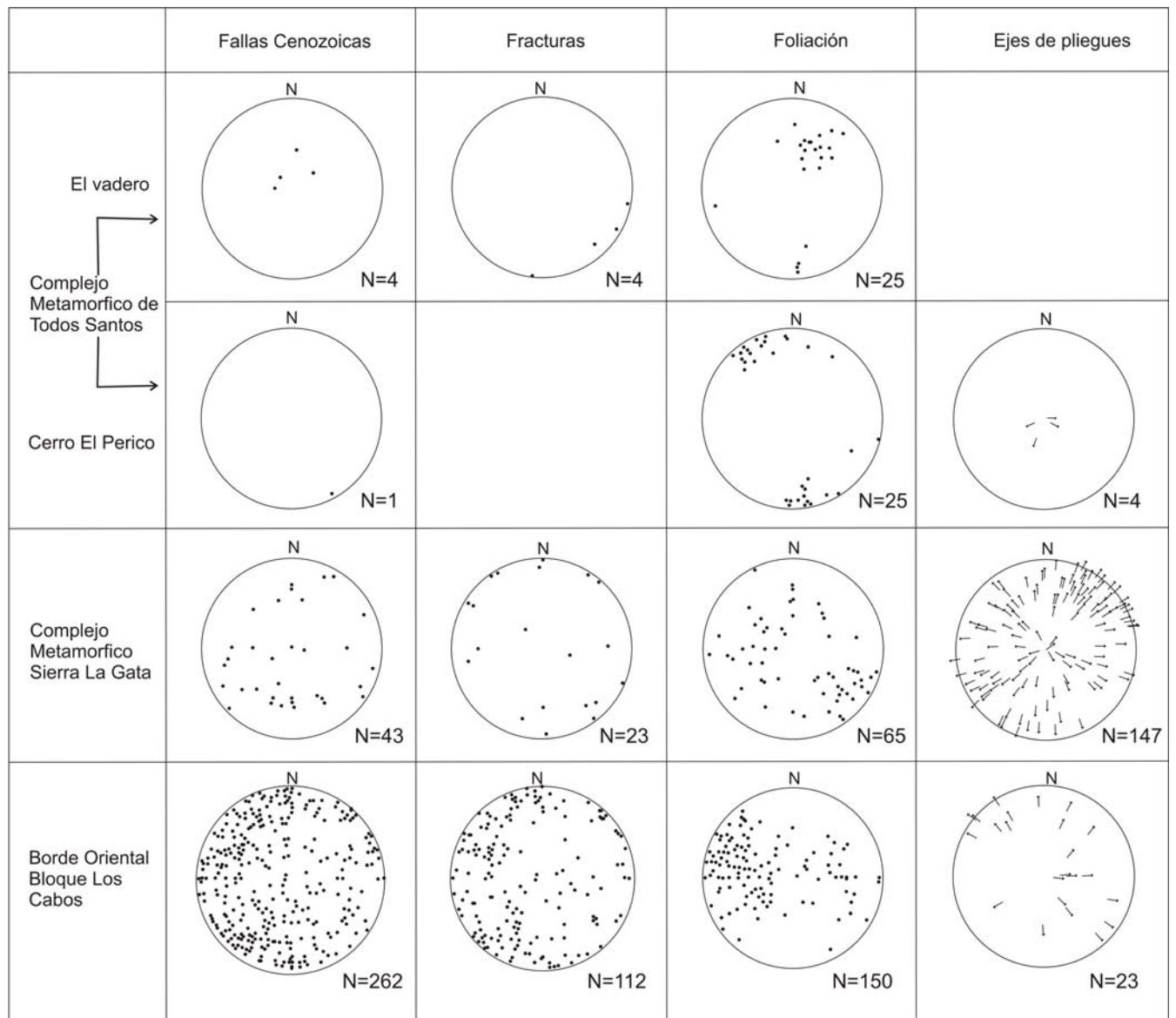
La región de La Sierra La Gata, presenta una foliación NE, con inclinación entre 10° y 45°, pero la inclinación al SE es mas dispersa que al NW. También se define una orientación N-S con inclinación al este ente 15° y 60° y otra es este-oeste, con inclinación al norte de 25° a 45°.

En el caso del Borde Oriental del Bloque Los Cabos la foliación es principalmente N-S y con inclinaciones de 10 a 80° al oriente y de 25° a 70° al oeste. Existe otra población al NE con inclinaciones de 10 a 70 al SE y NW.

Los ejes de pliegues medidos en la Sierra La Gata y proyectados en la red equiarial define una familia de ejes en dirección NE y otra es SW con 10 a 70°. También existe una orientación NNW y otra SE con inclinaciones de 10° a 70°.

Los ejes de pliegues en Borde Oriental Bloque Los Cabos NW, SE y NE con inclinaciones de 10° a 25° pero algunos llegan a 50°.

En la Sierra La Gata los datos de fallas están dispersos, pero es posible distinguir un patrón de orientación E-W e inclinación de 10° a 45° tanto al norte como al sur. Otro sistema es N-S con 20° a 60° al oriente principalmente. Las fallas medidas en el Borde Oriental del Bloque Los Cabos muestran cuatro familias: una N-S con 15° a 70° al oriente y al oeste, otra es E-W con 15° a 80° al S principalmente con algunos al Norte, otro sistema de falla presenta orientación NW-SE con inclinación tanto al NE como SW y finalmente se observa una familia de fallas con orientación NE-SW con plano de falla inclinados al NW y SE entre 15° y 80°.



N= Numero de mediciones graficadas

Figura 2.19.- Representación de los datos estructurales obtenidos de las rocas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz.

CAPÍTULO 3.- GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1.- LITOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA

En este capítulo se describe la geología local del área de estudio agrupada en tres subcapítulos:

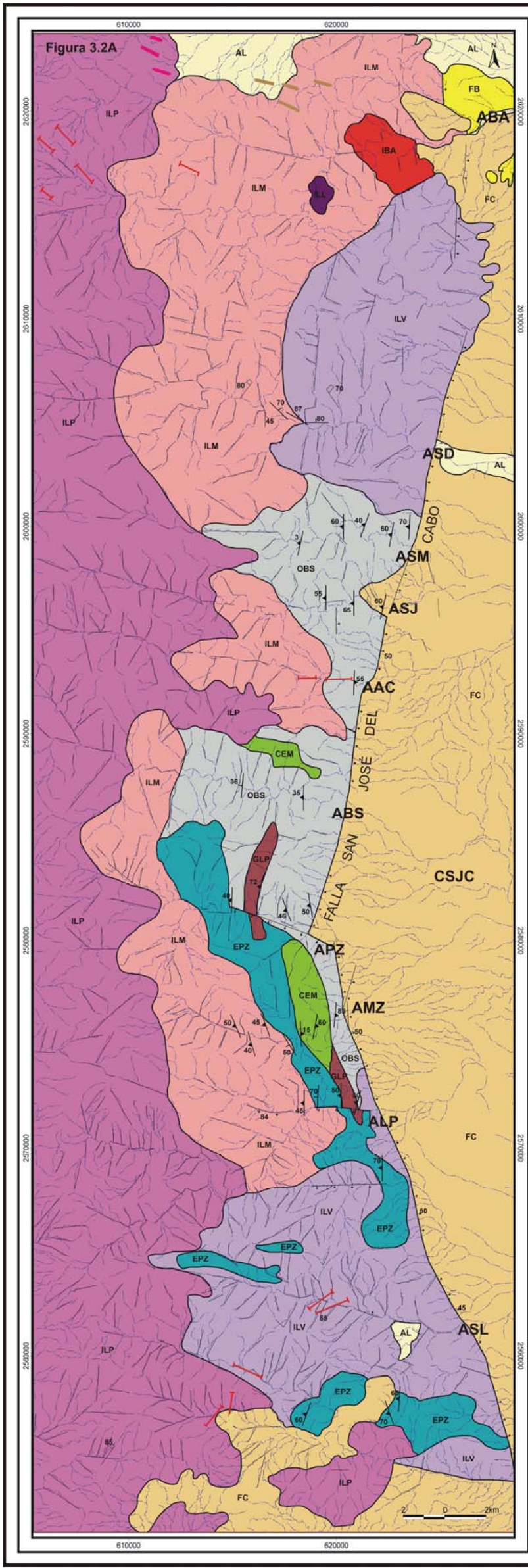
a) Litología y Estratigrafía, b) Petrografía y c) Análisis estructural, mismos que posteriormente permitirán hacer un comparativo con la geología regional para interpretar la evolución geológica de la provincia y su contexto regional.

Con la finalidad de tener una descripción de la geología y una visión detallada de las relaciones de eventos y proceso asociados, fueron realizados varios recorridos por los principales arroyos del área de estudio: 1.-Arroyo Buenos Aires, 2.-Arroyo San Dionisio, 3.- Arroyo Sol de Mayo, 4.- Arroyo Agua Caliente, 5.- Arroyo Boca de La Sierra, 6.- Arroyo Portezuelo, 7.-Arroyo El Mezquite, 8.- Arroyo La Palma, 9.- Arroyo San Lázaro (figuras 2.16 y 3.1 (ver anexo-2)).

Las relaciones de campo de las unidades reconocidas en los recorridos y estaciones realizadas (figura 3.1 y tabla 3.1 como anexo-1) permitieron agrupar a las rocas del Borde Oriental del Bloque Los Cabos en tres conjuntos litoestratigráficos, denominados informalmente: 1.- Complejo Metamórfico, 2.- Ensamble Plutónico, 3.- Rocas sedimentarias (tabla 3.2).

Las rocas del complejo metamórfico en el área de estudio afloran de manera discontinua (límite oriental del Bloque Los Cabos) y definen una franja burda en dirección N-S. Los principales afloramientos se encuentran en los arroyos La Palma, El Mezquite, Portezuelo, Boca de La Sierra y Sol de Mayo y están en contacto al occidente con el ensamble plutónico. Los afloramientos de las rocas del ensamble plutónico dominan en los arroyos Buenos Aires, San Dionisio y Agua Caliente (figuras 3.2 y 3.3). Adicionalmente estas figuras se presentan en escala ampliada en el anexo-3.

La calidad de los afloramientos permitió establecer relaciones de edades relativas, exocontactos, contactos, endócontactos, estructuras internas y eventos asociados en y entre las unidades reconocidas. Sin embargo, tanto en el caso del complejo metamórfico como del ensamble plutónico, fue difícil representar a cada unidad reconocida de manera individual, por lo que fueron agrupadas en unidades cartografiables y presentadas de manera general en la figura 3.2. La figura 3.3 contiene más detalle y representa la información geológica obtenida en los recorridos realizados en los arroyos principales (figuras 2.16 y 3.1 anexo-2). Las figuras 3.1, 3.2 y 3.3 son referidas continuamente para la descripción de las unidades litodémicas establecidas y con la finalidad de evitar su repetición sólo se menciona o hace referencia a las localidades contenidas en ellas. Además las localidades mencionadas en los pies de figura de este capítulo son referidas a dichas figuras. Finalmente los símbolos de los minerales señalados en algunas figuras y los pie de figura de este capítulo son los propuestos por Kretz(1983).



	ABA	ASD	ASM	AAC	ABS	APZ	AMZ	ALP	GENERAL
Foliación	N=12	N=4	N=18	N=6	N=14	N=27	N=45	N=24	N=150
Eje de pliegues					N=9		N=14		N=23
Fracturas	N=54	N=24		N=3	N=2	N=2	N=2	N=25	N=112
Fallas	N=179	N=14	N=3	N=8	N=9	N=15	N=14	N=20	N=262
Diques	N=14	N=15	N=6	N=3	N=1	N=11	N=14		N=64

N= Numero de mediciones graficadas.

SIMBOLOGÍA	PRINCIPALES ARROYOS
Foliación magmática	ABA - Arroyo Buenos Aires
Foliación tectónica	ASD - Arroyo San Dionisio
Cauce de arroyo	ASM - Arroyo Sol de Mayo
Fractura	ASJ - Arroyo San Jorge
Lineamiento	AAC - Arroyo Agua Caliente
Falla normal	ABS - Arroyo Boca de la Sierra
Falla a rumbo	APZ - Arroyo Portezuelo
	AMZ - Arroyo El Mezquite
	ALP - Arroyo La Palma
	ASL - Arroyo San Lázaro
	CSJC - Cuenca San José del Cabo
	BOBLC - Borde Oriental Bloque Los Cabos

LEYENDA		
Rocas Metamórficas	Rocas Intrusivas	Sedimentos recientes
Complejo Metamórfico BOBLC	Ensamble Plutónico BOBLC	AL Aluvión
Litodema Metaigneo	Diques de diabasa Agua Caliente	
GLP Gneis Anfibolítico La Palma (Gneis Anfibolítico, Calcosilicatos, Ortogneis)	Diques porfídicos Mata Gorda	Rocas Sedimentarias
OBS Ortogneis Boca de la Sierra (Ortogneis, Augen Gneis y Migmatitas)	Diques pegmatíticos Buenos Aires	FC Formación El Chorro
Litodema Metasedimentario	IBA Intrusivo Buenos Aires	FB Formación Los Barriles
CEM Calcosilicatos El Mezquite (Calcosilicatos, Gneis Anfibolíticos y Paragneis)	IEA Intrusivo El Álamo	
EPZ Esquisto Portezuelo (Esquisto, Paragneis, Gneis Migmatítico y Migmatitas)	ILV Intrusivo Virgencita	
	ILM Intrusivo Matancitas	
	ILL Intrusivo Los Llanitos	
	ILP Intrusivo La Palma	

Figura 3.2 - Mapa geológico del área de estudio.

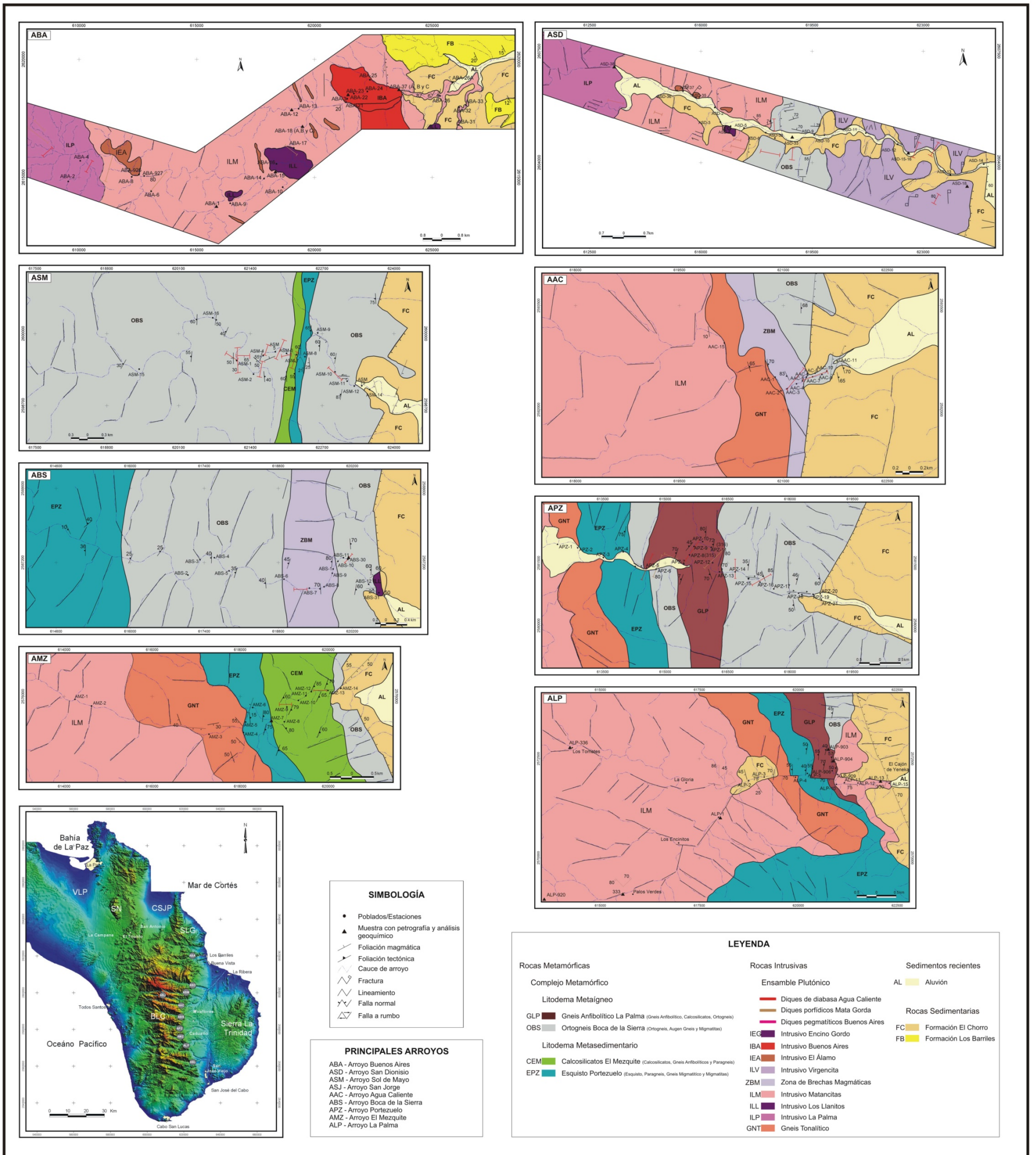
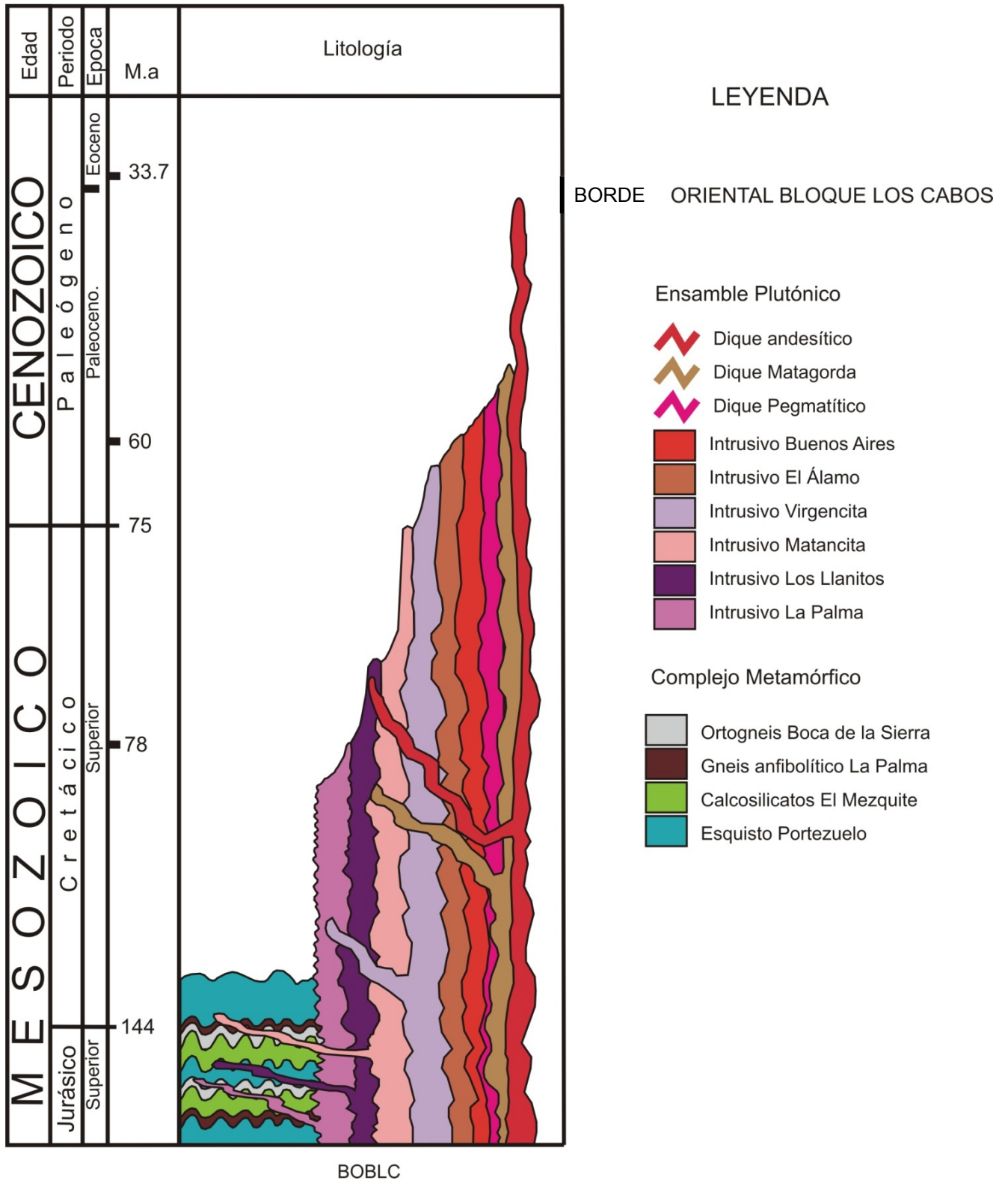


Figura 3.3 - Transectos geológicos realizados en los principales arroyos del área de estudio.

Tabla 3.2.- Columna litológica simplificada en el Borde Oriental del Bloque Los Cabos (área de estudio).



3.1.1.- Complejo Metamórfico

De acuerdo a la afinidad inferida con un protolito sedimentario o ígneo, las rocas del complejo metamórfico fueron agrupadas en dos litodemas: Uno metasedimentario y otro metaígneo (tabla 3.2). Los dos litodemas son descritos con apego al Código de Nomenclatura Estratigráfica (2005). En las rocas de los dos litodemas las relaciones de campo, así como los rasgos estructurales pueden variar localmente, pero a nivel regional hay concordancia (figura 3.2B).

3.1.1.A.- Litodema Metasedimentario

Las rocas de este litodema fueron agrupadas en dos unidades: Esquisto Portezuelo (formado por esquisto cuarzo-feldespático, gneis migmatítico, paragneis, migmatitas y gneis anfibolítico (material oscuro de posible afinidad volcánica). La otra unidad es llamada Calcosilicatos El Mezquite (incluye mármol, skarn, calcosilicatos y material terrígeno fino de posible origen volcánico). Sus características son descritas a continuación.

3.1.1.A.1.- Unidad Portezuelo.- Esta unidad está distribuida principalmente en el sur del área de estudio en los arroyos La Palma, El Mezquite y El Portezuelo y sus características descritas corresponden a los afloramientos de dichos arroyos (figuras 2.16, 3.1, 3.2 y 3.3). La unidad incluye esquisto cuarzo-feldespático, esquisto de mica, paragneis y gneis migmatítico con tonalidades que van de café a rojizo por la oxidación, pero en superficie sana es de una tonalidad clara a gris.

La unidad presenta variaciones en la composición mineral pero invariablemente contiene cuarzo+biotita+feldespato y megascópicamente se identificaron tres asociaciones:

- a. cuarzo+biotita+sillimanita
- b.- cuarzo+feldespato+muscovita±granate y
- c.- cuarzo+feldespato+biotita+clorita.

La presencia de muscovita, granate y sillimanita depende de su litología sedimentaria original y el grado de metamorfismo. Así, la sillimanita se asocia a la biotita en restitas formadas a partir del protolito sedimentario terrígeno. Por otro lado, el granate junto con la muscovita se presenta de manera más frecuente cerca del contacto con los intrusivos.

La unidad Portezuelo tiene variación en textura, granulometría y una foliación de rumbo NE-SW (figura 3.2B). La roca de grano fino tiene textura esquistosa con biotita y cuarzo abundante. La biotita tiende a orientarse y concentrarse formando bandas o listones y su alternancia con cuarzo y feldespato hace más evidente la foliación. Las capas de grano grueso presentan budines formados por cuarzo lechoso y feldespato; también es común la presencia de budines de material detrítico fino con tonalidad oscuro, posiblemente derivado de material volcánico.

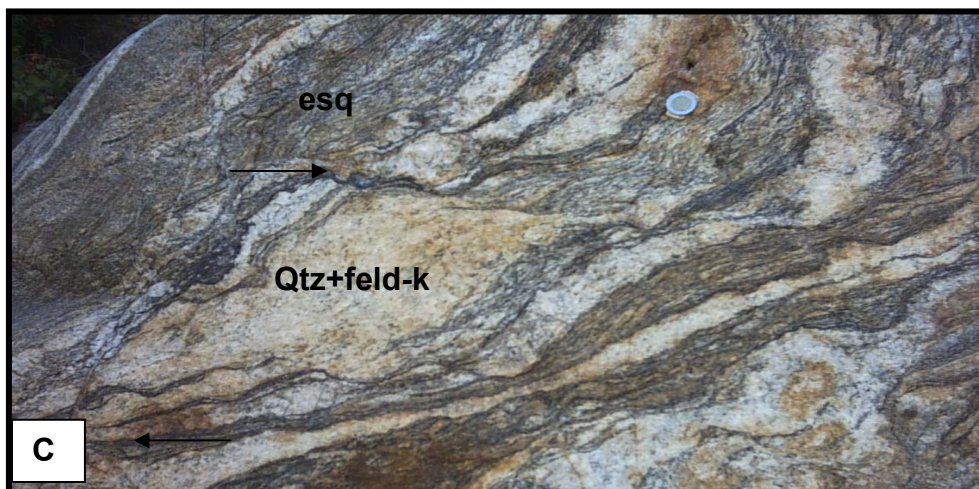
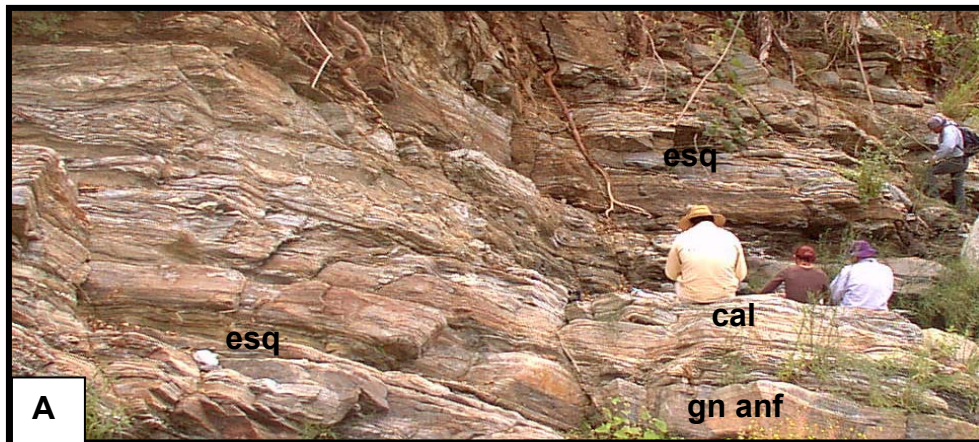


Figura 3.4: A.- Bandeamiento y foliación de la unidad Portezuelo (esq). Las capas oscuras de gneiss anfibolítico (gn anf) se interpretan como rocas metaígneas, las capas más claras contienen calcosilicatos (cal) (arroyo Portezuelo, localidad APZ-3 y APZ-4); B.- Evidencias de migmatización de la unidad Portezuelo en la zona de contacto con el ensamble plutónico, se aprecian restita y estructuras schlieren (arroyo La Palma, localidad ALP-3 y 4); C.- Unidad Portezuelo con estructuras sigmoides cuarzo-feldespáticas (Qtz+feld-k) y de rosario (arroyo Boca de La Sierra, localidad ABS-15 y 16).

La unidad Portezuelo se caracteriza por una alternancia de esquistos cuarzo-feldespático, paragneis, migmatita, gneis migmatítico, calcosilicatos y gneis anfibolítico, que se interpreta como material volcanosedimentario (figura 3.4A).

El contacto de los metasedimentos con las rocas intrusivas del ensamble plutónico define zonas en donde es común la presencia de migmatitas con estructuras como flebitas y estromatitas, principalmente en el esquistos cuarzo-feldespático. En los contactos es posible apreciar como la roca ígnea envuelve al metasedimento formando migmatitas con el desarrollo de estructuras de nebulitas y restitas, además se aprecia un bandeamiento magmático y concentraciones de biotita con estructuras schlieren (figura 3.4B). También es común ver pantallas de metasedimentos (Arroyo La Palma, localidades ALP 3 y 4) de uno a diez metros de espesor, así como segregados de sílice y cuarzo-feldespáticos con evidencias de deformación dúctil (figura 3.4C).

En la unidad Portezuelo es común observar vetas leucocráticas, en donde megascópicamente es posible reconocer cuarzo, plagioclasa, biotita y granate. En algunos sitios las vetas se transforman en cuerpos irregulares a los que se atribuye un origen anatéctico.

Las vetas leucocráticas cortan y envuelven parcialmente a la unidad Portezuelo y son cortados por diques afaníticos de color verde oscuro (diabásicos).

Los metasedimentos en localidades como arroyo Portezuelo (APZ-15) parecen conservar vestigios de su estratificación original definiendo una secuencia estratificada con capas de material fino a grueso (figura 3.4 A) de 10 a 50 cm de espesor y basculadas al occidente. En general la foliación tiene una orientación N-S con 40° W (figura 3.2B).

El esquistos cuarzo-feldespático y el paragneis presentan franjas alternantes de material oscuro con foliación notable de grano fino de apariencia ígnea, los cuales fueron considerados como gneis anfibolítico. El contacto del esquistos cuarzo-feldespático con las otras litologías es concordante y en conjunto tienden a formar franjas burdamente paralelas a la trama tectónica. Adicionalmente, en la unidad Portezuelo es común la presencia de una foliación marcada y de trazadores cinemáticos (figura 3.4C).

3.1.1.A.2-. Unidad Calcosilicatos El Mezquite – Dentro del litodema metasedimentario afloran rocas metamórficas de afinidad calcárea que en el trabajo de campo fueron agrupadas con el nombre de Calcosilicatos El Mezquite, pero también incluyen mármol foliado y skarn. Los afloramientos más extensos corresponden al arroyo El Mezquite, considerado como la localidad tipo (figuras 3.1, 3.2 y 3.3). Afloramientos de calcosilicatos también existen en los arroyos La Palma (localidad ALP-904) y Portezuelo (localidades APZ-10), en donde afloran intercalados con los esquistos y material de afinidad ígnea (gneis anfibolítico). En los arroyos Boca de La Sierra (localidades ABS-2 y 3), Agua Caliente (localidades AAC-15 y AAC 2) y Sol de Mayo (localidades ASM-1 y 6) los afloramientos de los calcosilicatos son muy pequeños y sólo afloran como enclaves o xenolitos en las zonas de contacto con

el ensamble plutónico. No se encontraron afloramientos de calcosilicatos en los arroyos más al norte (arroyos San Dionisio y Buenos Aires).

En el arroyo El Mezquite, los afloramientos de la unidad calcosilicatos El Mezquite forman franjas de decenas a centenas de metros y alcanzan más de 2 km de afloramientos continuos con algunas intercalaciones de esquisto cuarzo-feldespático, gneis, ortogneis y gneis anfibolítico.

Los calcosilicatos forman cuerpos (estratos) de menos de un metro de espesor, que contienen capas de 15 a 20 cm. Las capas a su vez tienen laminaciones con diferentes tonalidades (gris claro, café oscuro, rojizas) y variaciones granulométricas (figura 3.5A y B).

En la unidad de calcosilicatos dominan las capas y bandas de tonos gris claro que llegan a medir más de 50 centímetros y son fáciles de erosionar; varían de material fino a grueso pero con un dominio del grano grueso y la textura va de sacaroide a granoblástica. La composición de las capas y bandas es de calcita, grafito y piroxeno (diopsido) y el mineral dominante es la calcita de grano medio a grueso asociada con grafito de grano fino. Los calcosilicatos presentan ocasionalmente wollastonita con sus cristales típicos de hábito acicular y en agregados radiales, los cuales llegan a medir hasta 2 cm de largo y están asociados con piroxenos.

Las bandas y capas de color café oscuro presentan mayor contenido de piroxeno y otros ferromagnesianos y son de grano más fino que las de color gris claro. En las bandas de color café más compactas y silicificadas es común la presencia de clastos de color café rojizo. También es posible observar evidencia de la reacción con los carbonatos, formando piroxeno verde claro y wollastonita. Las bandas de color café forman estructuras de rosario.

Las bandas y capas de color rojizo, aparentemente diferentes a las de color gris claro, son en realidad capas de calcosilicatos formadas por calcita+dolomita+grafito+piroxeno y su granulometría varía de grano medio a fino. El color rojo de las capas se debe en parte a la oxidación de los minerales máficos. Las capas ricas en sílice son más resistentes a la erosión y forman "crestas"; mientras que las ricas en carbonatos (blancas y gris oscuro) son más fáciles de erosionar y forman los "valles". Este intemperismo diferencial hace más obvia la presencia de las bandas. El granate en los calcosilicatos es común, principalmente en las franjas más silicificadas y en las cercanías al contacto con el ensamble plutónico.

El bandeamiento y la foliación son evidentes a nivel de afloramiento, muestra de mano y lámina delgada (ver petrografía). La actitud regional de la foliación y del bandeamiento es N-S con 45° al W o N15E, con inclinación entre 45° y 80° al NW (figuras 3.2B, 3.5A y B).

Los afloramientos en las localidades AMZ 9 y 10 (figura 3.1) presentan pliegues del orden de centímetros a metros y llegan a medir decenas de metros (figura 3.5C y D). Es común el desarrollo de estructuras, tales como bandas discontinuas (de centímetros de espesor), budines, rosarios y pliegues isoclinales. Estas estructuras están asociadas a los pliegues y son paralelas a la foliación general (localidad AMZ-9) (Figura 3.6A y B).

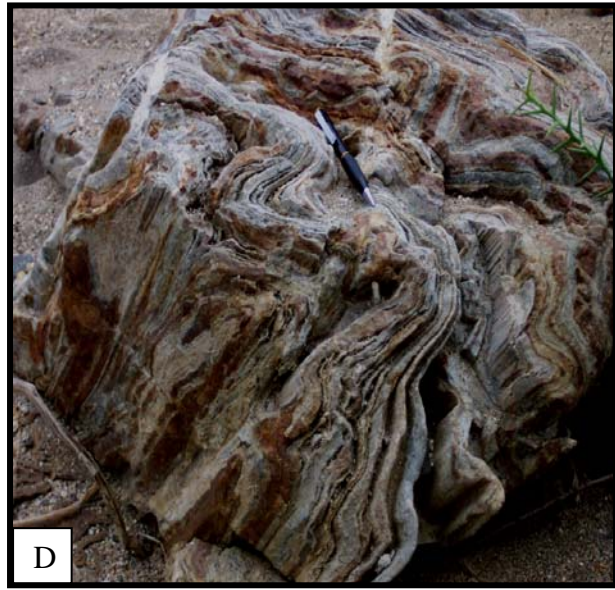
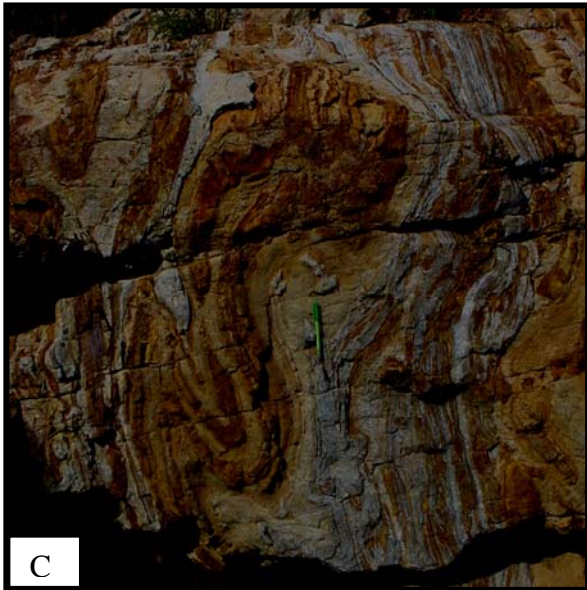
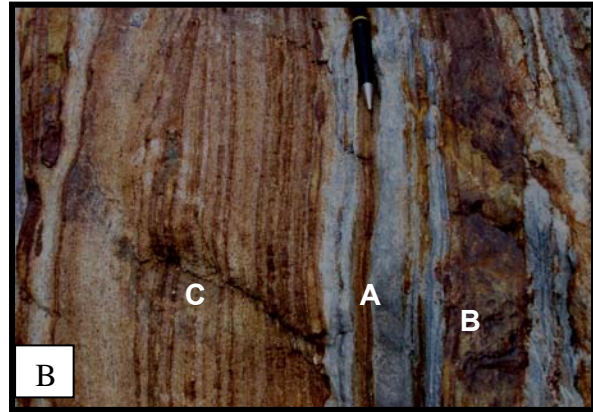
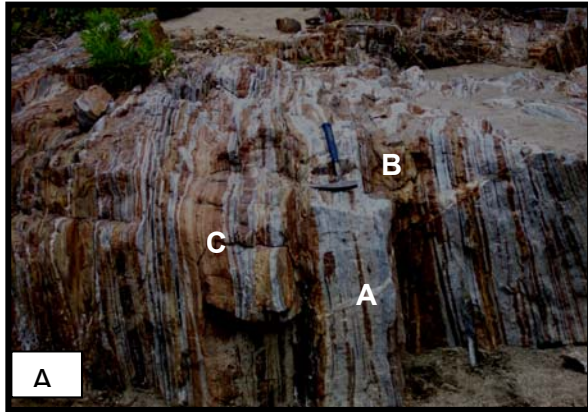


Figura 3.5.- A.- Afloramiento de los Calcosilicates El Mezquite con su típica estratificación o bandeamiento y las diferentes tonalidades de las capas "A", "B", "C". B.- Acercamiento de la figura anterior para apreciar que las bandas "A", "B", "C" presentan también laminación interna (arroyo Mezquite, localidades AMZ-7 y AMZ-8). C.- Pliegues y estructuras de rosario (localidad AMZ-9). D.- Calcosilicates en la zona del contacto con el ensamble plutónico mostrando la silicificación y conservando los micropliegues (Localidad ASM-6).

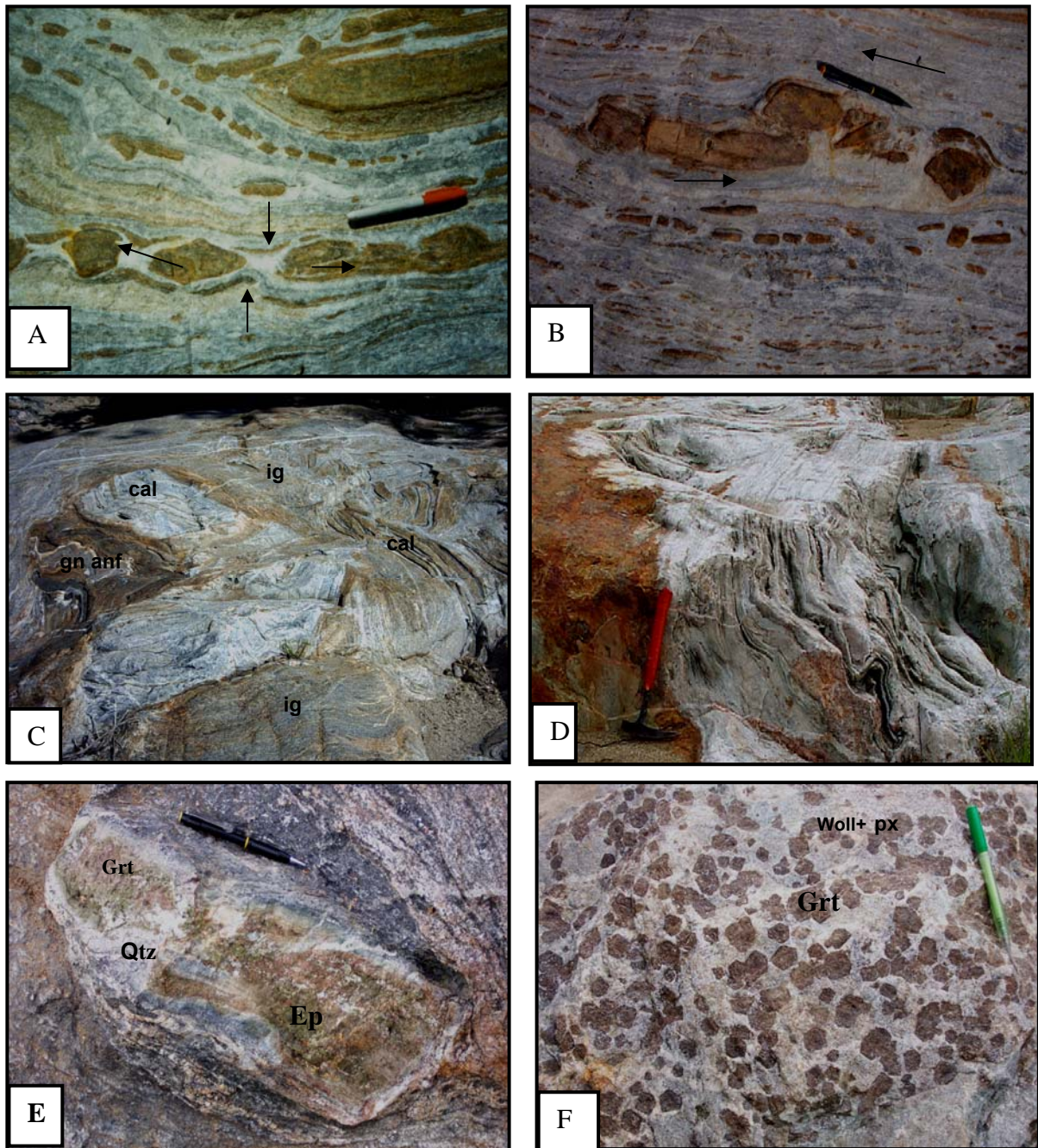


Figura 3.6.- Unidad Calcosilicatos El Mezquite. A.- Estructuras de rosario, con cuellos de estrangulamiento y fracturas de extensión (localidad AMZ-9); B.- Pliegues y budines con estructuras de rosario (localidad AMZ-9). C y D.- Enclaves de calcosilicatos (cal) cerca del contacto con el ensamble plutónico (ig) y el gneis anfibolítico (gn-anf), conservando la estructura original (C es localidad ABS-2 y D es de la localidad ASM-6). E.- Enclave de calcosilicato con granate (Grt) al centro (color rojo) rodeado de epidota con color verde (Ep) y finalmente la presencia de cuarzo (Qtz) en la orilla, evidenciando un metamorfismo retrogrado (localidad AMZ-9). F.- Skarn con granate ideoblástico de color rojo con tamaños hasta un centímetro; el color blanco es wollastonita (Woll) y diópsido (px) (localidad ABS-5). Las flechas indican sentidos de esfuerzos.

Los calcosilicatos en el contacto con el ensamble plutónico (arroyos Agua Caliente, Boca de la Sierra y Sol de Mayo) sólo afloran como enclaves o xenolitos (figuras 3.6C y D). La reacción de la roca de caja con los enclaves de calcosilicatos genera una marcada silicificación. Sin embargo, en el interior de los enclaves se conserva el bandeamiento típico (figuras 3.6C y D). Otros rasgos de los enclaves son cambios de coloración (verde claro), la mineralogía (sílice, granate, piroxeno?) y la textura (hornfels). En las inclusiones es común la presencia de granate eudral, de grano fino, que llega a formar hilos y está asociado con cuarzo.

Los xenolitos de calcosilicatos contenidos en el material ígneo (intermedio a máfico) forman budines, que varían en tamaño de centímetros a metros. A veces tienen forma asimétrica con “colas” que indican movimiento en el sentido izquierdo y presentan una zonificación mineral de cuarzo, epidota, granate (interpretado como un metamorfismo retrogrado). Los xenolitos presentan foliación interna, diferente al material que los contiene y girado en el sentido de las manecillas del reloj (figura 3.6E). Los xenolitos reaccionan y flotan en el material rico en hornblenda, plagioclasa y biotita y están orientados o paralelos al bandeamiento en los intrusivos.

Los calcosilicatos están en contacto con el esquisto Portezuelo, el ortogneis Boca de La Sierra y el gneis anfibolítico. El contacto define franjas con foliación marcada. Los calcosilicatos son cortados por diques leucocráticos y diques de composición diabásica. En ambos casos, los diques son discordantes a la foliación de los calcosilicatos. Notable de resaltar es la presencia de bloques rodados con más de un metro de diámetro de skarn con granate (figura 3.6F), principalmente en los arroyos San Lázaro, Boca de La Sierra y Portezuelo. En los rodados el granate es idiomórfico, mide más de un centímetro de diámetro y está asociado a wollastonita. Los afloramientos con estas características solo se observaron *in situ* en la localidad ASL-23 (en la ribera del vaso de la presa San Lázaro). La presencia de rodados implica que en las partes altas del sistema montañoso existen colgados (*roof pendants*) de estas rocas y/o que los rodados representen remanentes de una secuencia ya erosionada.

3.1.1.B- Litodema Metaígneo

Este litodema incluye ortogneis, gneis migmatítico, augengneis, gneis anfibolítico (metabasitas) y migmatita (tabla 3.2). Sin embargo, sus relaciones de campo hicieron difícil la cartografía para separarlas en unidades individuales, por lo que fueron agrupados en una misma unidad denominada Ortogneis Boca de La Sierra en el mapa geológico (figura 3.2). En el texto se describe cada litología de manera individual. En la figura 3.3 se muestran con mayor detalle los afloramientos de las unidades reconocidas en los arroyos recorridos.

3.1.1.B.1.- La Unidad Ortogneis Boca de La Sierra constituye rocas de aspecto ígneo con foliación marcada, distribuidas en toda la franja del complejo metamórfico del área estudiada y con un dominio marcado en los afloramientos de la región centro y norte (arroyos Sol de Mayo, Boca de La Sierra, Agua Caliente y San Jorge) que incluyen gneis, augengneis, gneis migmatítico y migmatita.

El ortogneis es una roca bandeada de color gris claro de grano medio y uno de sus rasgos distintivos es la presencia de bandas de cizalla (S_c) sobrepuestas a la foliación primaria (S_o) que definen una foliación.

La roca está compuesta por cuarzo+plagioclasa+biotita+muscovita+granate±clorita. La plagioclasa es igual o mayor al porcentaje del cuarzo. En general, cuarzo, plagioclasa y biotita están orientados. El arreglo de la biotita define delgados listones discontinuos (schlieren), que hacen más obvia la foliación (figura 3.7A). El granate es rojo, de grano fino y está asociado a la biotita. Los afloramientos del ortogneis presentan micropliegues con porfidoblástos girados; el tamaño de los augen es de 1 a 2 cm. Las bandas de cizalla en el ortogneis alcanzan los 10 cm de espesor y presentan pliegues de arrastre (figura 3.7A).

Es común observar en el ortogneis material máfico de grano fino formando estructuras tabulares, budines y brechas. Los enclaves tabulares tienen una buena foliación interna. Los budines forman rosarios y presentan estructuras de arrastre y porfidoblástos indicando movimiento en sentido derecho, con espesores de 1 a 2 metros (figuras 3.7B y C). Los arreglos escalonados de los budines y estructuras de rosario están orientados paralelos a la foliación (N-S) y están desplazados por fallas con aparente movimiento en sentido lateral izquierdo. El desplazamiento es de centímetros a metros (figura 3.7D).

El ortogneis presenta variación en el grado de deformación y en los rasgos texturales y estructurales llegan a tener en el Arroyo Portezuelo (APZ, localidad 15) características de gneis migmatítico, augengneis y migmatita.

La deformación presente en los porfidoblastos de feldespatos también se aprecia en los budines máficos y los rosarios, los cuales tienen la orientación de la foliación o del bandeamiento, indicando movimiento aparente en sentido lateral derecho.

Estructuras de augen (ojos) con porfidoblastos idiomórficos (idioblásticos) de feldespatos y cuarzo de uno a 3 centímetros (figura 3.7E) son comunes en los afloramientos de los arroyos Agua Caliente, San Jorge y Sol de Mayo. En estas localidades el ortogneis genera una textura porfidoblástica y llega a desarrollar estructuras dictoníticas, *patch* y oftalmíticas, típicas de las migmatitas asociadas a las zonas o bandas de cizalla (figura 3.6A). El rumbo de la foliación en el ortogneis varía en general entre N-S con 30° a 45° al W y N10° W con 30° a 40° al SW.

El contacto del ortogneis con las rocas del litodema metasedimentario es concordante y presenta intercalaciones de esquistos y rocas melanocráticas asociadas a un origen volcánico.

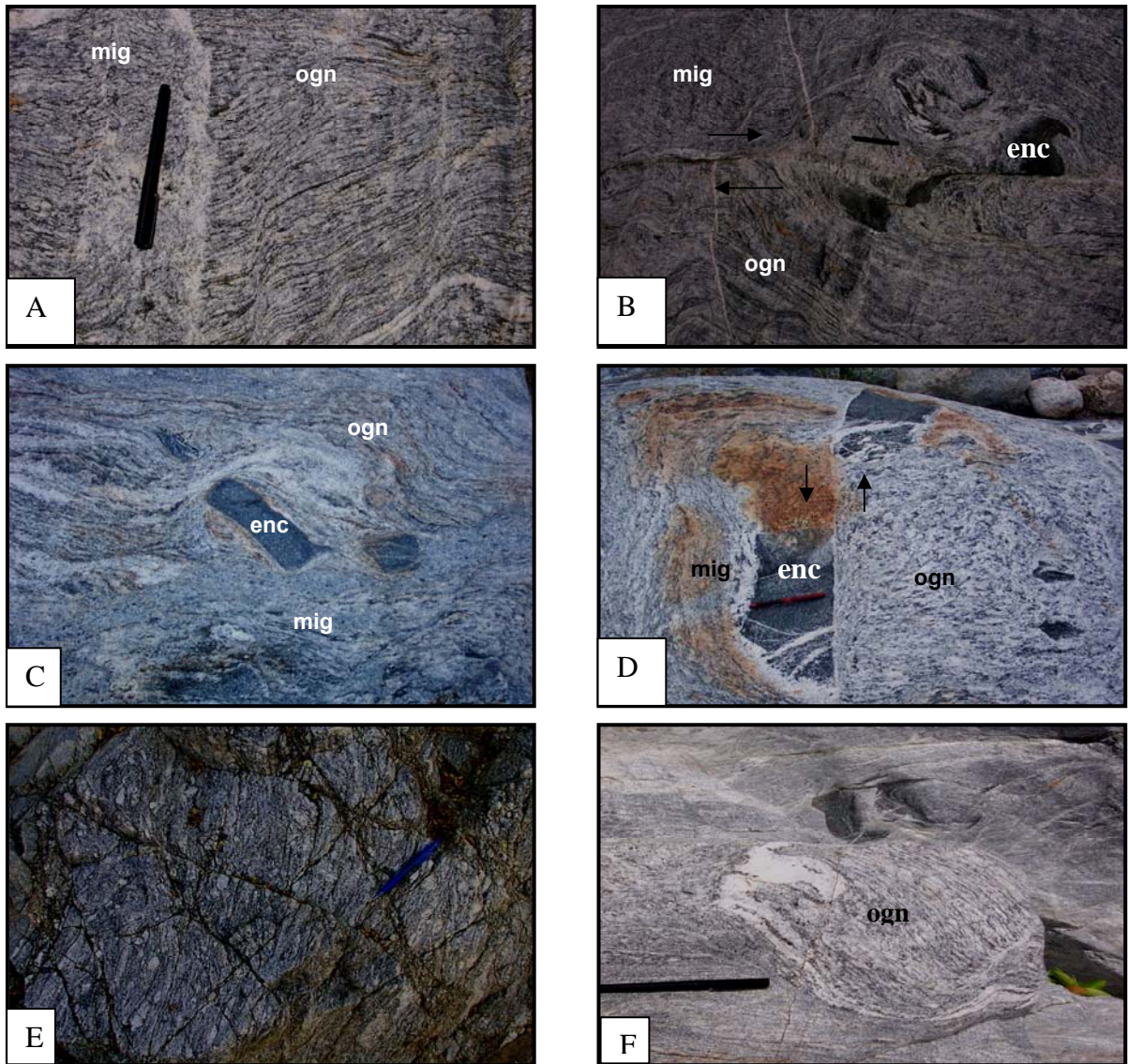


Figura 3.7.- Unidad Ortogneis Boca de La Sierra. A.- Bandas de cizalla con presencia de migmatita (mig) y pliegues de arrastre en el ortogneis Boca de La Sierra (ogn) definiendo una estructura dictonítica típica de zonas de cizalla (localidad ABS-4). B.- Enclaves máficos (enc) girados y desplazados por falla con movimiento lateral derecho (localidad ASM-8) contenidos en migmatita (mig). C.- Bandas de cizalla y estructuras schlieren; los enclaves máficos están girados (localidad ABS-2). D.- Enclaves máficos desplazados por falla de componente lateral izquierdo (localidad ASM-9). E.- Estructuras de ojo (augen) formadas por feldespato (localidad AAC-7 y 8). F.- Enclave de ortogneis (Ogn) con un borde de reacción leucocrático dentro del intrusivo Matancitas (localidad AAC-6 y 7).

El contacto del ortogneis con el ensamble plutónico (intrusivos La Palma y Matancitas) está evidenciado por presencia de xenolitos de ortogneis en las dos unidades ígneas, así como por el contacto recto y discordante (figura 3.7F) y un aumento al occidente de una roca bandeada, rica en hornblenda.

Tanto los enclaves de roca máfica de grano fino y el ortogneis son cortados por diques félsicos con textura aplítica, sin deformación dúctil aparente y con granate, cuarzo y feldespato potásico. Los diques llegan a desarrollar una textura pegmatítica y en ocasiones muestran zoneamiento. Esta relación se aprecia bien en los arroyos Sol de Mayo y Portezuelo.

El ortogneis también está cortado por diques porfídicos tonalíticos con rumbos N70° W verticales y por diques diabásicos con rumbos N 30°E y N 10° E. Los diques llega a ser de hasta 10 m de espesor. Los diques diabásicos cortan a los diques porfídicos y también es común la presencia de zonas de brecha de falla con rumbo N-S 70° W, asociadas al sistema de falla San José del Cabo.

3.1.1.B.2.- Unidad Gneis Anfibolítico La Palma.- Con este nombre fueron agrupadas todas las rocas de color oscuro y grano fino que presentan foliación. Se encuentran intercaladas con la unidad Portezuelo, los calcosilicatos El Mezquite y el ortogneis Boca de La Sierra. Las características principales de esta unidad son su color oscuro, su composición, su asociación y las estructuras que forma (diques disgregados, budines, pliegues).

Los mejores afloramientos del gneis anfibolítico están localizados en los arroyos La Palma, (localidades ALP 903 y 904), El Mezquite (AMZ- 8, AMZ-9, AMZ-10 y AMZ-12) y Portezuelo (APZ 8, APZ-9, APZ-10). Estos afloramientos son utilizados para describir la unidad.

Megascópicamente, el gneis anfibolítico es una roca de grano fino, densa y foliada. La roca está compuesta por plagioclasa, cuarzo, hornblenda, biotita y granate. La biotita es abundante y define la foliación, alternando con bandas más silicificadas de cuarzo y plagioclasa. Por su parte el granate no es abundante, es de grano fino (pero ocasionalmente llega a medir 3 mm), varía de color rosa violeta a rojo y tiende a concentrarse en hilos. La alternancia de material máfico de grano fino con vetillas ricas en plagioclasa y cuarzo resalta la foliación. Los minerales claros y oscuros están orientados, lo cual hace que la textura cambie de sacaroide a lepidoblástica y nematoblástica.

El gneis anfibolítico en los afloramientos del Arroyo La Palma (Localidad ALP 903 y 904) tiene un espesor de aproximadamente 40 a 50 m. El afloramiento se compone de una alternancia de calcosilicatos, gneis anfibolítico y ortogneis que forman bancos o estratos (figura 3.8A) con una actitud de N30° E con 14° NW.

La base del afloramiento corresponde a un gneis anfibolítico, de grano fino, con estratos de espesores de un metro y capas de 15 a 20 cm, las últimas con laminación interna. El espesor del banco es de 9-15 m y está cortado por una roca leucocrática con abundante granate (figura 3.8B). Los calcosilicatos forman capas de 15 cm de espesor, están silicificados y en conjunto alcanzan entre 10 y 15 m y

forman la parte medio del afloramiento. La parte superior del afloramiento está dominada por la unidad ortogneis Boca de La Sierra.

Los contactos entre los calcosilicatos y el ortogneis con el gneis anfibolítico son concordantes con $N42^{\circ}$ E, 35° NW y la foliación es de $N20^{\circ}$ E con 25° NW. También se observan en el gneis anfibolítico estructuras de rosario. El gneis anfibolítico llega a presentar pliegues (figura 3.8D) y estructuras de rosario o budines con evidencias de giros internos que se interpretan como posibles diques disgregados.

En el Arroyo La Palma (localidades 902 y 903), el gneis anfibolítico está intercalado con el esquistos cuarzo-feldespático, el ortogneis y los calcosilicatos, pero hay un dominio claro del gneis anfibolítico. Generalmente, las estructuras tabulares o xenolitos están rodeadas de material leucocrático rico en plagioclasa+biotita+hornblenda+granate, que fue considerado como un leucogranito anatóctico (figura 3.8B). También es común la presencia de diques leucocráticos, cortados a su vez por diques tonalíticos y finalmente estos por diques diabásicos.

Los afloramientos del gneis anfibolítico en el arroyo El Mezquite están intercalados con bandas de calcosilicatos, principalmente entre las localidades AMZ-10 y AMZ-12. En el caso del Arroyo Portezuelo (localidades APZ-4 y APZ-316), el gneis anfibolítico aflora como diques o mantos (de uno a dos metros de espesor) dentro de los calcosilicatos y el esquistos cuarzo-feldespático. En estas localidades, el gneis anfibolítico llega a presentar granate de color rojo-oscuro (piropo-almándino) con cristales de un centímetro de diámetro. En los calcosilicatos también se observan xenolitos y pliegues del gneis anfibolítico (figuras 3.8C y D). Los enclaves tabulares de la roca máfica contenidos en el ortogneis también afloran en el Arroyo San Jorge, con el mismo rumbo general N-S que la foliación del ortogneis, pero la inclinación es al oriente.

3.1.1.B.3.- Migmatitas.- En el Borde Oriental del Bloque Los Cabos, las migmatitas afloran en la mayoría de los arroyos y están asociadas tanto al litodema metasedimentario como al metaígneo, así como al ensamble plutónico. Sin embargo, la escala de sus afloramientos no permitió separarlas y fueron agrupadas en las unidades referidas, aunque se hace una descripción por separado debido a sus características y posibles implicaciones. Las migmatitas asociadas al litodema metasedimentario presentan estructuras de flebita y estromatita, mientras que las asociadas a litodema metaígneo desarrollan estructuras de parche (*patch*), dictonítica (migmatita con mesosoma intensamente disectado por un enrejado o redes de vetas de leucosoma) y oftalmítica (migmatita con estructuras de ojos). También se observaron migmatitas con estructura schollen (consisten de bloques o balsas de material melanocrático en el leucosoma) y nebulita (figura 3.9).

Aparte de las estructuras mencionadas se observó una migmatita con aspecto de brecha (agmatita) asociada a las rocas intrusivas. Esta migmatita puede ser confundida con las zonas de mezcla o brechas magmáticas, que son generadas por la intrusión de material ígneo leucocrático en las rocas máficas.

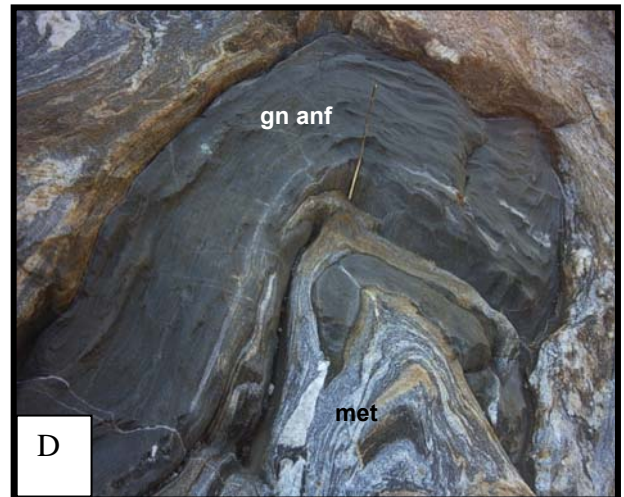
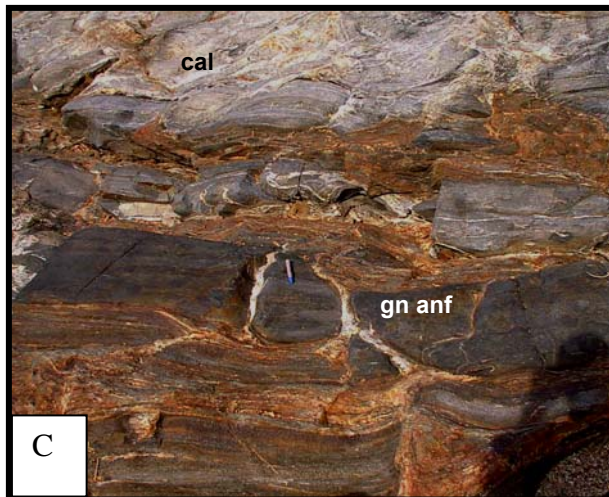
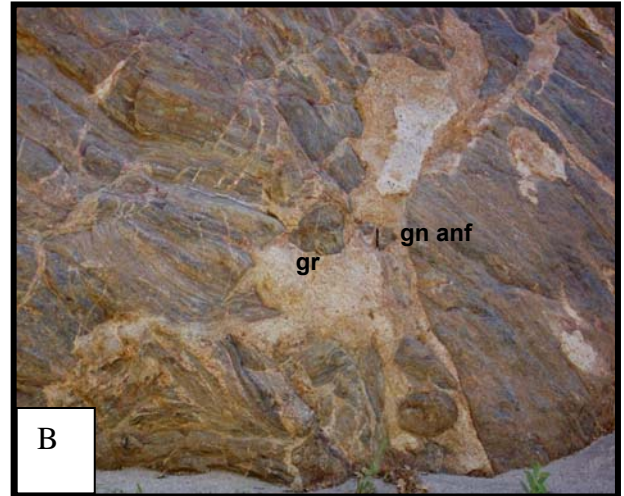
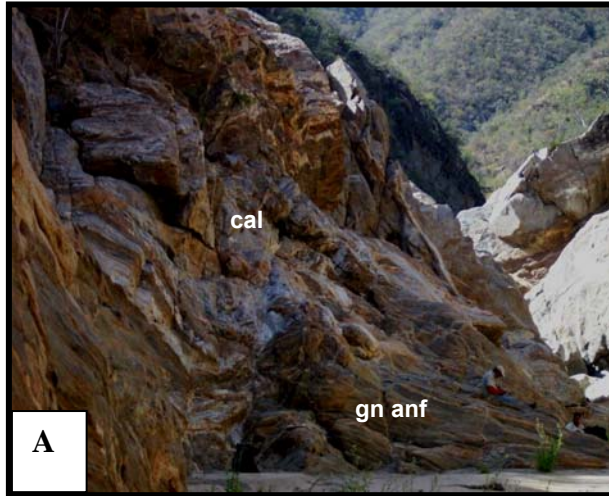


Figura 3.8: A, B y C.- Diferentes aspectos de la unidad gneis anfibolítico (gn anf): A.- Localidad tipo en arroyo La Palma. El afloramiento es una alternancia de gneis anfibolítico con calcosilicatos (cal). (B)- El gneis está cortado por un dique irregular de granito anatéctico (gr). C.- Acercamiento de "A" para observar bandas que no tienen una connotación sedimentaria ni relación con la horizontalidad original o sucesión vertical, que alternan con los calcosilicatos (cal) así como estructuras de budines y fracturas de extensión rellenas por material cuarzo-feldespático. D.- Pliegue de gneis anfibolítico dentro de la unidad Portezuelo (met). A, B y C corresponden a la localidad ALP-904 y D a la localidad ABS-15.

La migmatita con estromatita y flebita está principalmente presente en el esquisto cuarzo-feldespático y muestra diferentes grados de desarrollo y complejidad, desde incipiente (segregados) hasta un desarrollo complejo (nebulitas) (figuras 3.9A y B).

Las estructuras incipientes son flebitas y estromatitas, que tienen una longitud menor a 5 cm y un espesor menor a los 2 cm, caracterizadas por un neosoma que consiste de vetillas o segregados paralelos a la foliación de la roca y la mineralogía cuarzo+feldespato+granate. Su desarrollo es más evidente en donde el neosoma está formando bandas con espesor de un centímetro de leucosoma (cuarzo-feldespático de grano medio a grueso) y mesosoma (biotita+cuarzo+feldespato). El paleosoma (figura 3.9) corresponde al esquisto cuarzo-feldespático (unidad Portezuelo) y ortogneis Boca de la Sierra con afloramientos expuestos en los arroyos La Palma (ALP-905 -906, 909), Portezuelo (APZ-315, APZ-15, APZ-1), Boca de La Sierra (ABC-11, ABS-12) y Sol de Mayo (ASM-1 y ASM- 2).

En una etapa más avanzada de migmatización, las flebitas o estromatitas están parcialmente deformadas y llegan a formar pliegues (figuras 3.9A y B).

En la zona de contacto con el ensamble plutónico en los arroyos La Palma (localidades ALP-3, ALP-4, ALP-903, ALP-904 y ALP-905) y El Mezquite (localidad AMZ-4), las migmatitas presentan estructuras de nebulita con segregados metamórficos (figuras 3.9C, D y E). Las migmatitas en etapa de nebulita forman estructuras schollen y en ellas es posible reconocer un neosoma formado por material leucocrático (cuarzo+plagioclasa) y melanocrático con abundante biotita. Ambos materiales forman listones discontinuos con espesores de 2 a 3 cm (figuras 3.9D y E).

El material de restita es abundante y está formado por biotita+sillimanita+granate. La restita se presenta como parches y su tamaño no es mayor de 10 cm y además están rodeados por neosoma. También se observa como las restitas junto con el paleosoma están elongadas y disgregadas formando rosarios. Su geometría y la presencia de fracturas de tensión bien expuestas en el Arroyo Mezquite (localidad AMZ-5 y AMZ9 y mostradas en la figura 3.9E) indican extensión en la dirección del flujo. El paleosoma es difícil de distinguir por el grado de migmatización.

Las estructuras dictoníticas son comunes en el ortogneis Boca de La Sierra. En dichas estructuras se aprecia como el neosoma es leucocrático (plagioclasa+cuarzo de grano fino a grueso) con presencia de hornblenda y en ocasiones llega a tener granate de hasta 0.5 cm. El neosoma consiste de vetillas que forman un arreglo enrejado y está distribuido preferentemente en las bandas de cizalla con una cierta simetría con respecto a la foliación del ortogneis. Los arreglos geométricos de vetas varían en espesor y longitud. El paleosoma corresponde al ortogneis Boca de La Sierra y junto con el neosoma en algunos sitios forma brecha o budines (figuras 3.9G y H).

En general, el desarrollo de las zonas de migmatita es más amplio en los protolitos cuarzo-feldespáticos (esquisto cuarzo-feldespático, paragneis y ortogneis) de los arroyos Sol de Mayo (localidades ASM-8, 9 10 y 11) y Boca de la Sierra (localidades ABS-2, ABS-12, y ABS-13), mientras que en el gneis anfibolítico y los calcosilicatos están restringidas.

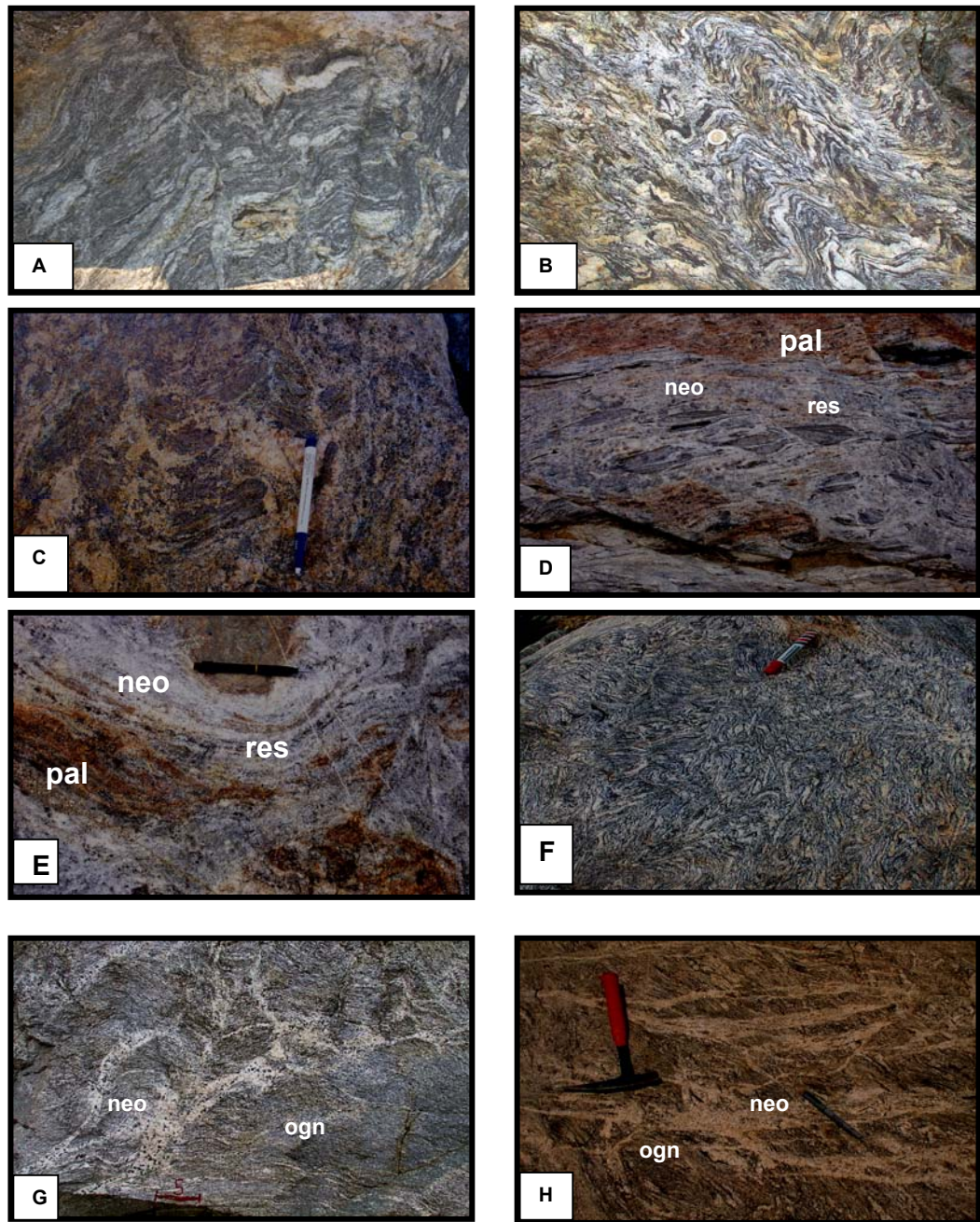


Figura 3.9.- Estructuras de migmatitas en el área de estudio: A y B.- Estructuras de flebita y estromatita. C.- Nebulita con estructura de parches (*patch*) (localidad ABS-15). D.- Nebulita y estructuras *Schollen* (de bolsa). La restita (res) flota en el neosoma (neo) y se aprecia aun el paleosoma (pal) (arroyo Sol de Mayo, localidad ASM-2). E.- Nebulita con restita (res) forman bandas disgregadas (estructuras Schlieren) dentro del neosoma leucocrático (neo). El paleosoma (pal) corresponde a la unidad Portezuelo (localidad ABS-12). F.- Estructuras dictoníticas y oftálmicas en el ortogneis (ogn) Boca de La Sierra (localidad ABS-15); G.- Estructuras dictoníticas incipientes en el ortogneis (ogn) Boca de La Sierra (localidad AAC-3); H).- Estructura dictonítica en una fase más desarrollada que en G con neosoma (neo) formado por cuarzo y feldespato (localidades arroyos Agua Caliente y Boca de La Sierra).

La migmatita está asociada a los segregados leucograníticos con presencia de granate y muscovita. Estos segregados cortan a todas las unidades metamórficas y llegan a definir pequeñas apófisis irregulares y diques graníticos con abundante granate. Los granitos anatéticos o leucogranitos están principalmente distribuidos en los arroyos La Palma (localidades ALP-905 ALP- 906, y ALP -909) y Boca de La Sierra (localidades ABS-2, ABS-12 y ABS-13).

3.1.2.- ENSAMBLE PLUTÓNICO DEL BORDE ORIENTAL DEL BLOQUE LOS CABOS.

El nombre de Ensemble Plutónico del Borde Oriental del Bloque de Los Cabos es usado para agrupar las rocas ígneas intrusivas que afloran en el área de estudio. El ensemble comprende unidades pretectónicas y sintectónicas a postectónicas.

3.1.2.A.- Ensemble Pretectónico

Las rocas del ensemble pretectónico presentan foliación tectónica, varían en composición de tonalita a granodiorita y afloran en zonas reducidas en los arroyos San Dionisio y Buenos Aires. Por otro lado, son las rocas dominantes en los arroyos Agua Caliente, Boca de La Sierra y Sol de Mayo (figuras 3.1, 3.2 y 3.3). Estas rocas fueron consideradas como parte del litodema metaígneo del complejo metamórfico y fueron incluidos y descritos como la unidad Ortogneis Boca de la Sierra, en el subcapítulo de rocas metamórficas.

3.1.2.B.- Ensemble Sintectónico a Postectónico

Las rocas intrusivas sin deformación tectónica penetrativa pero con foliación magmática son consideradas como rocas sintectónicas a postectónicas y afloran en la mayor parte del área de estudio (figura 3.2) y son las rocas dominantes en el occidente y en el norte del área de estudio (arroyos San Dionisio, Buenos Aires y Agua Caliente (figuras 3.2 y 3.3).

El trabajo de campo permitió reconocer un dominio marcado de rocas de afinidad granodiorítica y tonalítica. También fue posible documentar intrusiones pequeñas de microdiorita, cuarzodiorita, granito y varios sistemas de diques de composiciones félsicas (pegmatíticos y aplíticos), tonalita, diorita y diabasa.

En el caso de la diorita, que forman brechas magmáticas con el intrusivo Matancitas, las relaciones de campo y la escala de trabajo hizo difícil separarlas en unidades cartográficas independientes; por tal razón, se optó por agruparlas en una sola unidad pero con descripciones individuales.

Las relaciones de campo (contactos y estructuras) permitieron establecer las edades relativas entre ellas y los eventos magmáticos, estableciendo las siguientes unidades de la más antigua a la más joven: intrusivos La Palma, Los Llanitos, Matancitas, Virgencita, Buenos Aires; los sistemas de

diques cuarzo-feldespáticos El Álamo, pegmatíticos Buenos Aires; porfídicos Mata Gorda; diabásicos Agua Caliente y diabásicos Boca de La Sierra (tabla 3.2), mismos que son referidos en el texto y representados en el mapa geológico (figuras 3.2 y 3.3).

3.1.2.B.1.- Intrusivo La Palma.- Con este nombre fueron agrupados los afloramientos de las rocas, que en general, forman el núcleo del Sistema Montañoso Central y dominan en la parte occidental del área de estudio, desde La Concepción (al norte) hasta Arroyo San Lázaro al sur. Debido a la falta de caminos en el Sistema Montañoso Central fue difícil caracterizar con más detalle esta unidad. Sus características corresponden a los afloramientos de las localidades ASD-38, ABA-2 y ABA-4 y ALP-917.

Las rocas del intrusivo La Palma por lo general son granodioritas con variación a tonalitas y algunos diferenciados de granito. La mineralogía megascópica dominante es cuarzo+feldespato potásico+plagioclasa+biotita+hornblenda±minerales opacos. El tamaño del grano de la roca tiende a ser grueso pero también varía a medio, definiendo una textura hipidiomórfica a alotriomórfica y de grano grueso a medio.

Hacia el occidente y el parteaguas (localidades ALP-917, ALP-918, ABA-2 y ABA-4), el intrusivo La Palma pasa de granodiorita a granito, el cual se intemperiza mas fácilmente. El granito tiene textura hipidiomórfica granular media a gruesa (figura 3.10A y B). El cambio está evidenciado por el aumento en el porcentaje de cuarzo+biotita+feldespato potásico y con disminución de hornblenda y plagioclasa.

3.1.2.B.2.- Intrusivo Los Llanitos. En el área de estudio fue posible documentar afloramientos pequeños de roca máfica que forman apófisis pequeños, estructuras tabulares disgregadas y brecha magmática. Adicionalmente, en alguna brecha magmática es común ver xenolitos metamórficos (ortogneis, gneis anfibolítico y calcosilicatos). Las rocas que forman las estructuras referidas fueron agrupadas con fines descriptivos en una sola unidad denominada intrusivo Los Llanitos. Las estructuras están asociadas a unidades mayores (intrusivos Matancitas, Virgencita, Buenos Aires, diques pegmatíticos y ortogneis Boca de La Sierra). Estas rocas, al inicio del trabajo de campo, confundieron la interpretación y cartografía, pero conforme se avanzó en la investigación fue posible establecer las relaciones de campo, los contactos y las edades relativas de eventos.

Estructuras de Apófisis.- Estas estructuras se reconocieron en dos localidades, una en el arroyo Buenos Aires y otra en el arroyo Boca de La Sierra. En el arroyo Buenos Aires, entre las localidades Los Llanitos y Rancho El Álamo (localidades ABA-15 hasta ABA-17), aflora en el cauce del arroyo por espacio de un kilometro. El intrusivo Los Llanitos es una roca máfica, densa, oscura, de grano medio a fino, con presencia de hornblenda+plagioclasa+cuarzo. La hornblenda es euedral prismática de grano fino y abundante; la plagioclasa es blanca y de forma euedral y de grano fino;

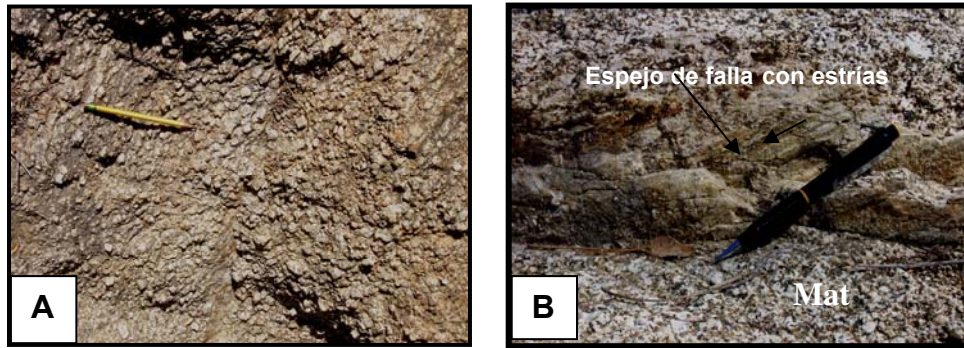


Figura 3.10.- A.- Afloramiento del intrusivo La Palma (localidades ALP-21, ALP-916 ALP-917), se aprecia la textura gruesa y el intemperismo avanzado. B.- Afloramiento del intrusivo Matancitas (Mat) evidenciando la composición (plagioclasa+hornblenda); la textura (hipidiomórfica granular) y la presencia de deformación frágil (espejos con estrías subverticales en la localidad ALP-3).

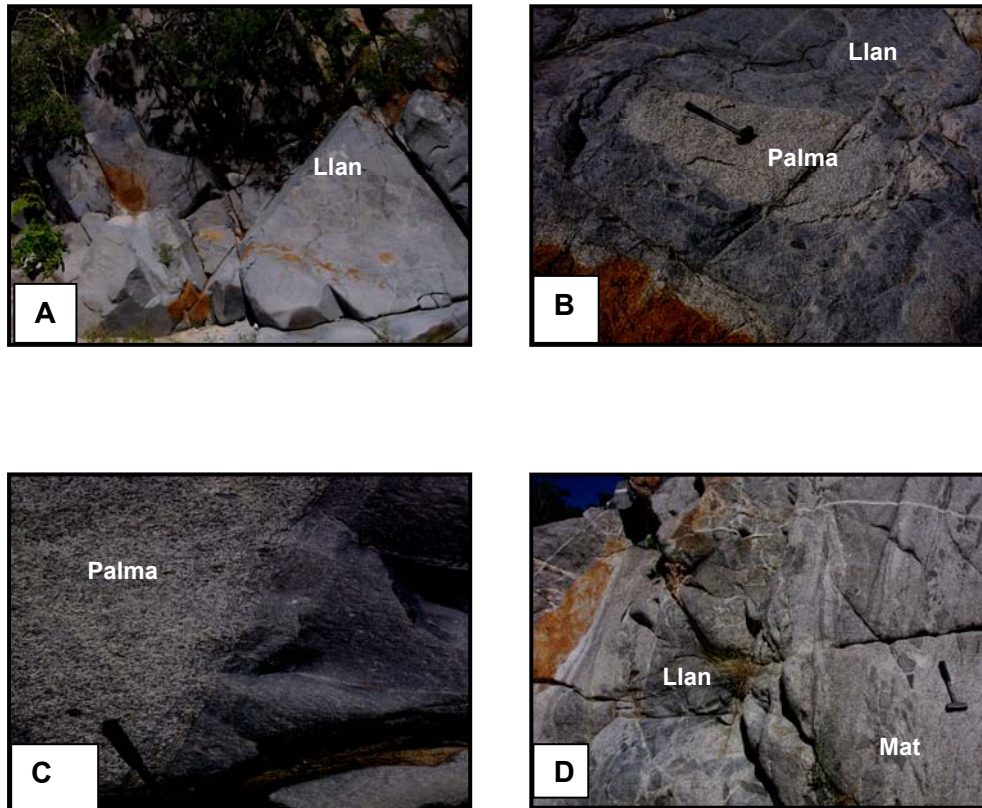


Figura-3.11: A- Intrusivo Los Llanitos (Llan) con presencia de fracturas conjugadas; las manchas rojas corresponden a xenolitos del intrusivo La Palma (arroyo Buenos Aires, localidad ABA-14 y ABA-15). B- Xenolito del intrusivo La Palma en el intrusivo Los Llanitos (localidad ABA-16; figura 3.3). C- Contacto entre los intrusivos La Palma y Los Llanitos con desarrollo de borde de enfriamiento (localidad ABA-17). D- Contacto entre los intrusivos Los Llanitos (Llan) y Matancitas (Mat). Este último envuelve a Los Llanitos formando zonas de brechas (entre las localidades ABA-15 y ABA-17).

el cuarzo es comúnmente anedral, de grano fino y la roca presenta una textura hipidiomórfica granular fina a media.

El intrusivo Los Llanitos está en contacto con el intrusivo La Palma. El contacto tiende a ser irregular y lobulado y está evidenciado por un borde de enfriamiento de 15 cm de ancho en el intrusivo Los Llanitos (figura 3.11C). Cerca del contacto fue posible observar la presencia de enclaves de más de un metro de diámetro con litología semejante al intrusivo La Palma. Los enclaves están contenidos en el intrusivo Los Llanitos, la abundancia de los enclaves varía de baja (<15%) a elevada (>30%) y se presentan bordes de reacción (figura 3.11A y B).

En el arroyo Buenos Aires fue posible observar el contacto del intrusivo Los Llanitos con el intrusivo Matancitas; este último contiene enclaves del intrusivo Los Llanitos que llegan a formar zonas de brecha (figura 3.11D).

El otro afloramiento del intrusivo Los Llanitos, considerado como una apófisis, aflora en el Rancho Boca de La Sierra (localidad ABS-31). La roca es de composición máfica, de grano medio a grueso, con textura hipidiomórfica granular gruesa y llega a tener segregados pegmatíticos. Es una roca rica en hornblenda y plagioclasa, considerada como una diorita con variación a gabro. Los afloramientos dominan por más de 200 metros. El intrusivo está en contacto con el ortogneis Boca de La Sierra y con el intrusivo Matancitas, pero, por otro lado, está cortado por diques pegmatíticos félsicos. En el arroyo Boca de La Sierra, aguas arriba, se observaron clastos rodados de roca gabroica de 15 a 30 cm de diámetro, pero no fue posible ver afloramientos *in situ* de la unidad.

Diques disgregados.- En los arroyos Buenos Aires (entre las localidades ABA-17 y ABA-18 2), Agua Caliente (entre las localidades AAC-1 y AAC-8) y Boca de La Sierra (entre localidades ABS-6 y ABS-8) (figuras 3.1 y 3.3), se definen franjas de decenas de metros de ancho, de forma tabular a manera de diques y compuestas por rocas oscuras de grano fino del intrusivo Los Llanitos, envueltos por material leucocrático del intrusivo Matancitas.

Las estructuras tabulares disgregadas tienen una continuidad notable de rumbo N-S a manera de diques y varían a estructuras parcial o totalmente disgregadas (brecha magmática), quedando como budines o enclaves dentro de roca más joven (intrusivo Matancitas) con un espesor de 2 a 6 m (figuras 3.12A y B). En estas estructuras es común ver como el intrusivo Matancitas forma bordes de enfriamiento y vetilleo en enrejado (material cuarzo-feldespático) que llegan a envolver totalmente a los diques del intrusivo Los Llanitos (figura 3.12C). Este material félsico alcanza en ocasiones texturas de grano medio a grueso con abundante hornblenda+biotita plagioclasa a manera de cúmulos, así como bandeamiento magmático primario. La hornblenda llega a tener una textura poikilítica con inclusiones de plagioclasa.

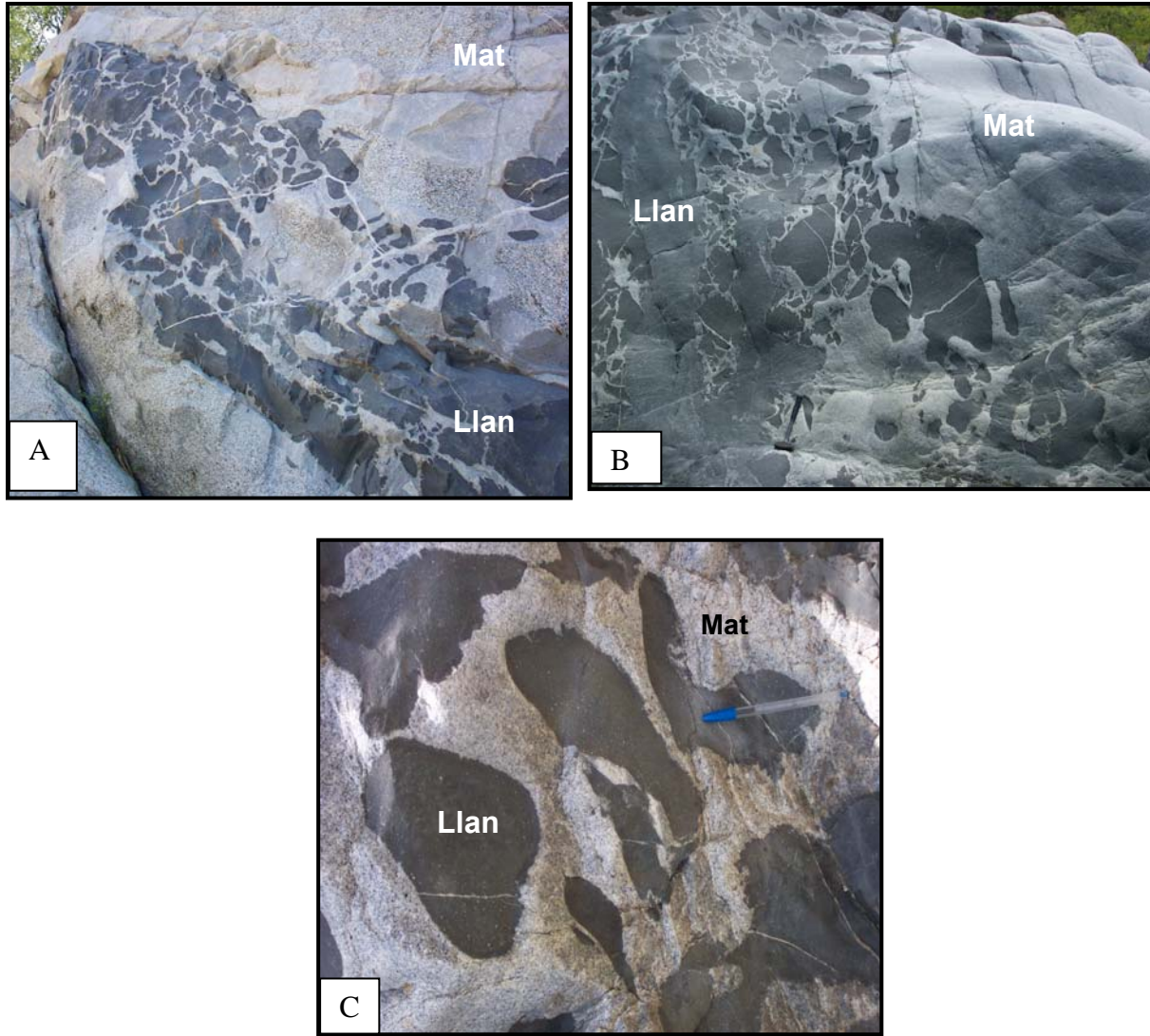


Figura-3.12: A.- Estructura tabular disgregada con litología del intrusivo Los Llanitos (Llan) contenido en el intrusivo Matancitas (Mat). B.- Clastos del intrusivo Los Llanitos formando una brecha magmática en el intrusivo Matancitas (A y B son de las localidades ABA-16 y ABA-17). C.- Enclaves del intrusivo Los Llanitos en el intrusivo Matancitas con bordes ondulados o agudos en ambas unidades (localidades ABA-16 y ABA17).

Brechas magmáticas.- Las estructuras consideradas como brechas magmáticas son generadas a partir de magmas mezclados que son parcialmente híbridos y en donde cada magma retiene sus propiedades físicas idénticas (Bacon, 1986, Sparks y Marshall, 1986). Son rocas bandeadas con enclaves abundantes y se observaron en afloramientos de los arroyos Boca de La Sierra, Agua Caliente y Sol de Mayo. Ahí es común ver como el intrusivo Matancitas envuelve a enclaves del intrusivo Los Llanitos para formar la estructura de brecha. El intrusivo Matancitas también contiene enclaves del ortogneis Boca de la Sierra. En los arroyos Agua Caliente (localidades AAC-4 hasta AAC-8) y Boca de La Sierra (localidades ABS 6 hasta ABS 8) fue posible documentar franjas de brecha magmática entre 30 a 40 cm o de 70 a 150 m de ancho con un rumbo de S30°E y prácticamente verticales.

En general, se puede considerar que las estructuras de brechas varían en el grado de desarrollo, desde diques normales (figura 3.13A y B), pasando por una disgregación incipiente, hasta llegar a una desintegración avanzada que define la zona de brecha (figura 3.13E y F). De esta manera, en la etapa inicial del desarrollo de las estructuras es común ver vetillas de material fino cuarzo-feldespático, con una orientación preferente y un espesor menor a 2 cm, que forman estructuras de enrejado que llega a envolver totalmente al material del intrusivo Los Llanitos. Los enclaves del intrusivo Los Llanitos al principio son angulosos; pero paulatinamente adquieren forma ovoide (figura 3.13E). Finalmente, los enclaves son elongados y orientados con el eje máximo de longitud paralelo a la foliación de flujo magmático (figura 3.12C y D). Las dimensiones de los enclaves máficos varían de 10 a 50 cm, pero los irregulares pueden medir más de un metro.

En ocasiones, las estructuras de brechas reconocidas en los arroyos Boca de La Sierra (localidades ABS-8, ABS-10 y ABS-12) y Agua Caliente (Localidad AAC-6) tienen como característica principal una composición gabroica y textura gruesa. Los budines son de color verde oscuro y el tamaño de los enclaves varía de 10 a 100 cm (figura 3.14). Son de formas ovaladas y tienden a ser planos en la base y convexos en la cima, semejando estructuras de “almohadillas” (?), pero en la mayoría de los casos son redondeados y ovalados. La orientación de los diques de brecha es N-S; con un bandeamiento magmático orientado N10°W con 70°SW (figura 3.14A). El material que envuelve a los enclaves tiene más biotita y plagioclasa que los “clastos” de microdiorita. La proporción entre enclaves y roca encajonante leucocrática es 30% y 70%, respectivamente (figura 3.14A y B).

En el arroyo Boca de La Sierra (localidad ABS-10 de la figuras 3.1 y 3.3) los enclaves tanto gabroicos como microdioríticos, están cortados por vetillas compuestas por plagioclasa y feldespato, los cuales llegan a los 10 y 15 cm de espesor. El rumbo de las vetas es E-W con 85° al S y están desplazadas entre 10 a 15 cm por fallas con orientación N10°W con 60° a 80° al SW, definiendo un arreglo escalonado con sentido lateral derecho (figura 3.14.C). Algunas vetas llegan a desarrollar bordes de enfriamiento y otras tienen textura pegmatítica con presencia de granate.

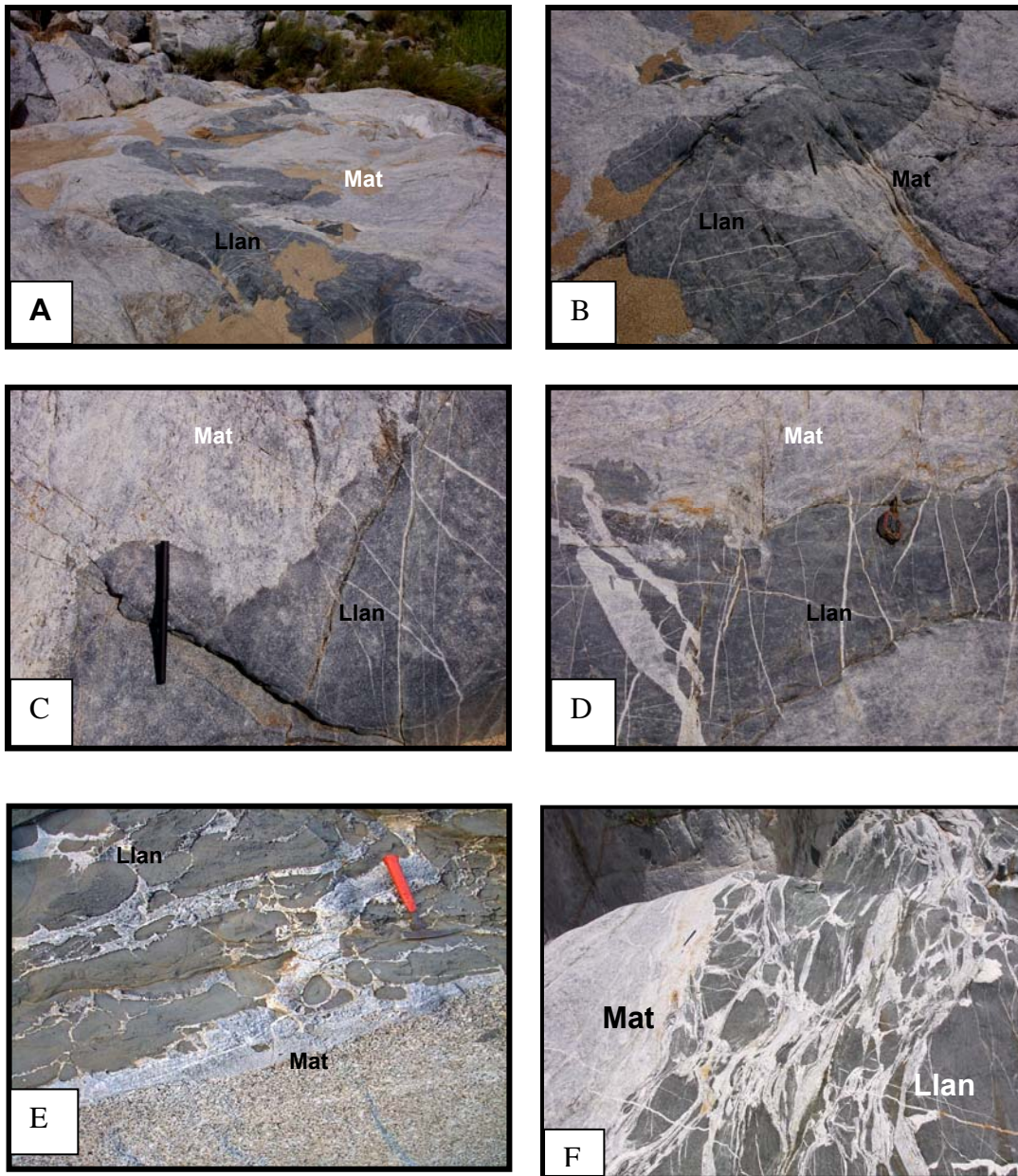


Figura 3.13.- Diferentes aspectos del desarrollo de las brechas magmáticas involucrando a los intrusivos Los Llanitos (Llan) y Matancitas (Mat): A.- Etapa inicial de estrangulamiento de un dique máfico. B.- Presencia de vetas de material leucocrático adentro del dique máfico. C.- Acercamiento de "B" para mostrar la forma lobular y aguda del material félsico y el vetilleo inicial en el dique. D.- Material leucocrático relleno de fracturas distribuidas sub-paralelamente dentro del dique máfico. E.- Disgregación del dique por material leucocrático con bordes de reacción y contactos irregulares (A, B, C y D corresponden a las localidades ABS-6, ABS-7, ABS-8, E corresponde a las localidades ASD-1 y 2). F.- Finalmente, los bloques angulosos aun con forma tabular y las fracturas de extensión son rellenas de material félsico (localidades ASD-1 y ABS-6 y ABS-7).

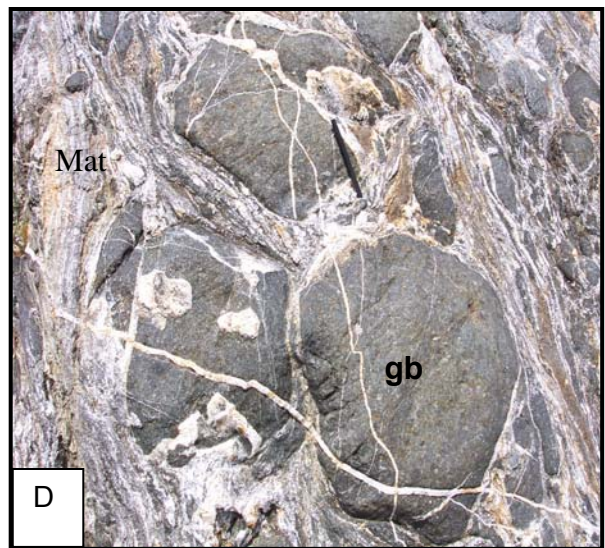
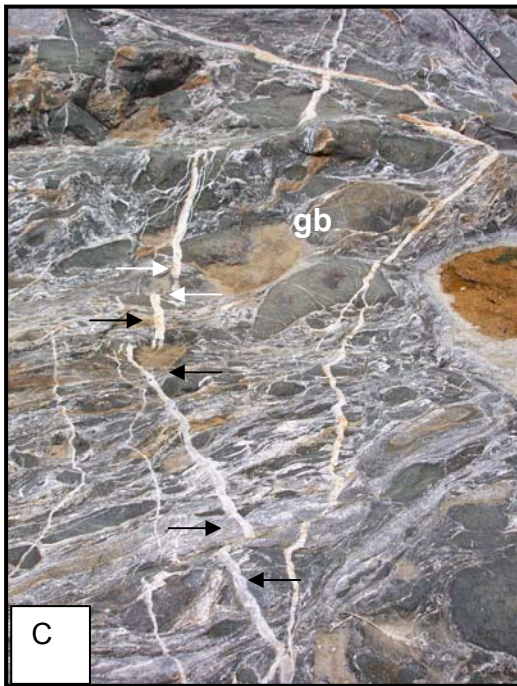
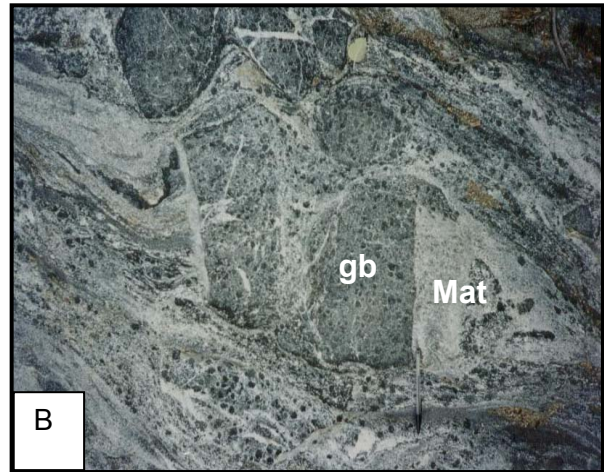
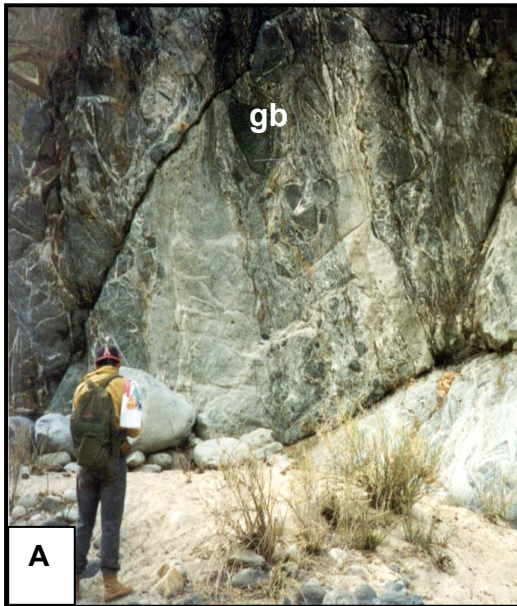


Figura 3.14: A.- Brecha magmática con enclaves gabroicos (gb) y con estructura tabular prácticamente vertical, espesor de 1 a 3 m. B.- Acercamiento a la brecha mostrada en A, para enfatizar como los enclaves aparecen como disgregados y orientados en la dirección inferida del flujo del magma; las manchas oscuras son minerales máficos sobrecrecidos (localidad ABS-12). C.- Brechas con enclaves de diversos tamaños, resaltan los de diámetro de 1 m. Es notable la presencia de budines orientados en la dirección de flujo y microdesplazamiento con un arreglo en escalón en el sentido lateral derecho, evidenciado por las vetas leucocráticas que cortan tanto a los budines como a la estructura de flujo. D.- Acercamiento a los enclaves en donde se observa la forma redondeada de los gabros y la estructura de flujo (localidades ABS-9 y ABS-10). Las flechas señalan el movimiento relativo.

En el arroyo Buenos Aires (localidad ABA 37) afloran estructuras de brecha en donde enclaves derivados del intrusivo Los Llanitos están contenidos en el intrusivo Buenos Aires (figura 3.15).

En los arroyos La Palma, El Portezuelo, Agua Caliente y Boca de La Sierra, hacia el contacto entre el ensamble plutónico con el complejo metamórfico, fue posible reconocer brechas que incluyen enclaves de rocas ígneas y metamórficas. Las brechas definen una zona prácticamente vertical y orientada N-S.

En el sur (arroyo La Palma, localidad ALP-5, figura 3.1) dominan las brechas compuestas por enclaves metamórficos. En los arroyos Boca de La Sierra y Agua Caliente (localidades ABS-6 y ABS-7 y AAC-3 y AAC-4) prevalecen los enclaves ígneos y metamórficos. Los enclaves tienen forma de budines y estructuras de rosario; son elongados, rectangulares o parcialmente ovalados y disgregados (figura 3.16). Los enclaves metamórficos son principalmente de gneis anfibolítico, calcosilicatos, y ortogneis y están asociados con los enclaves de microdiorita de grano fino, todos envueltos por material leucocrático (intrusivo Matancitas) que varía de grano fino a grueso y tiene una marcada foliación magmática.

Los enclaves de gneis anfibolítico presentan buena foliación y una alternancia de bandas claras con oscuras de 1 a 2 cm de espesor. El tamaño de los enclaves es entre 30 y 50 cm; están silicificados y en otras ocasiones presentan núcleos con granate rodeado por epidota y envuelto por material leucocrático. Los enclaves del gneis anfibolítico son paralelos a la dirección del flujo de la roca leucocrática y presentan pliegues internos.

Los enclaves de calcosilicatos están silicificados, son de color verde claro, preservan aún la estratificación o el bandeamiento y muestran un núcleo de granate indicando metamorfismo retrógrado. Su tamaño varía de 30 a 50 cm y cuando son alargados se alinean paralelos a la dirección del flujo de la roca leucocrática del intrusivo Matancitas. Enclaves de microdiorita rica en hornblenda y biotita de grano grueso también están presentes en estas estructuras. Su tamaño es de 15 a 10 cm. Los enclaves del ortogneis Boca de la Sierra están envueltos por el intrusivo Matancitas y sus tamaños van de 10 a 20 cm.

Durante el trabajo de campo fue posible establecer que el intrusivo Los Llanitos es posterior al intrusivo La Palma, pero es anterior al intrusivo Matancitas (en las brechas referidas, no están presentes los enclaves del intrusivo Matancitas). El intrusivo Matancitas es anterior a la pegmatita Buenos Aires y al intrusivo Buenos Aires. El contacto entre los intrusivos Los Llanitos y La Palma muestra un borde de enfriamiento en el intrusivo Los Llanitos y la presencia de foliación magmática entre ambas unidades, así como enclaves del intrusivo La Palma en el intrusivo Los Llanitos. El contacto del intrusivo Matancitas y el ortogneis Boca de La Sierra es intrusivo (enclaves de ortogneis están dentro del intrusivo Matancitas). Esto implica que son de diferentes eventos y que el intrusivo Matancitas es posterior al ortogneis Boca de la Sierra.

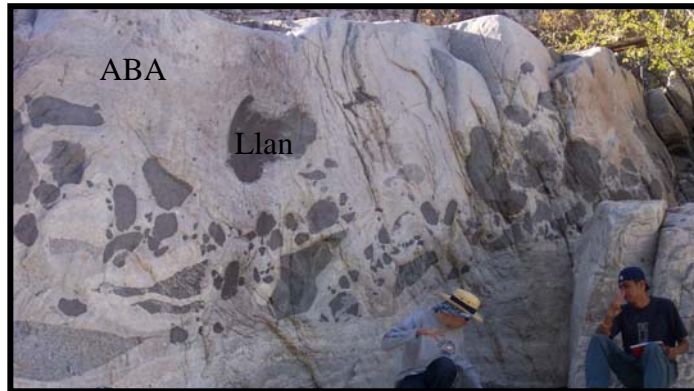


Figura 3.15.- Brecha magmática formada por enclaves del intrusivo Los Llanitos (Llan) contenidos en el intrusivo Buenos Aires (ABA) (localidad ABA-37).

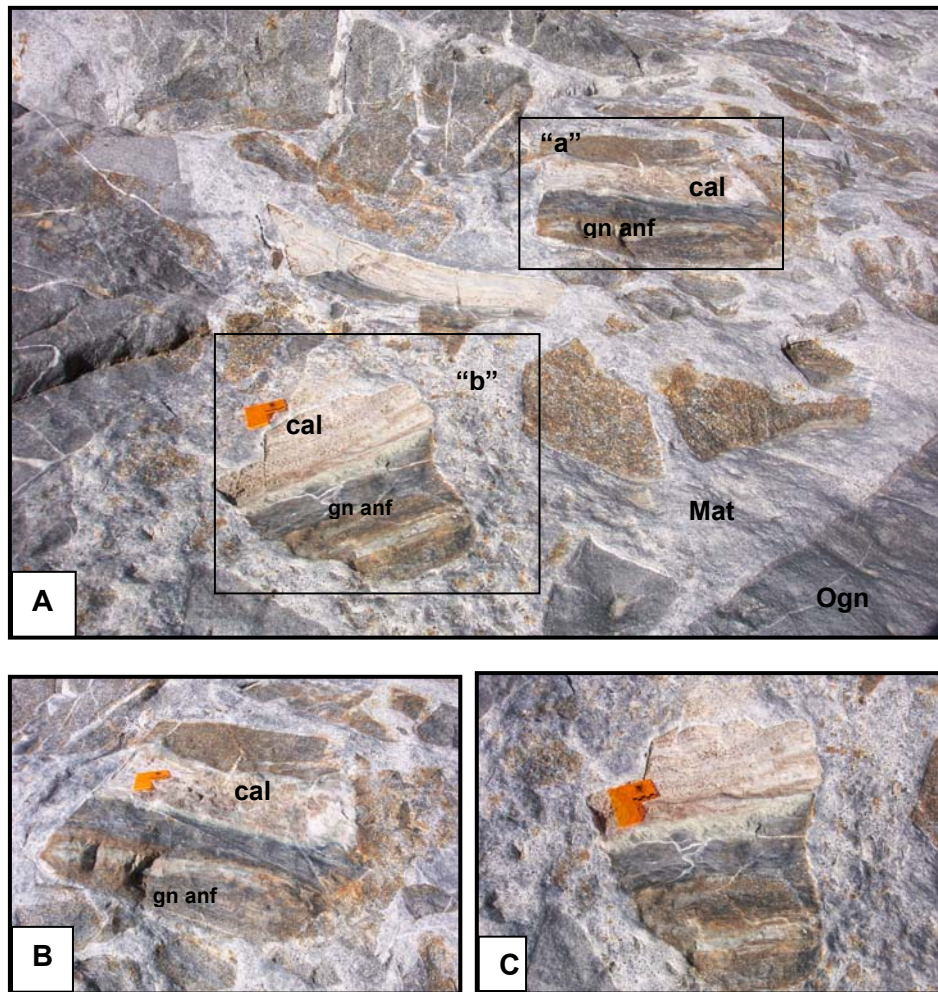


Figura- 3.16. A.- Aspecto general de un afloramiento de brechas con xenolitos metamórficos; B y C.- Acercamiento de los cuadros "a" y "b" a los xenolitos de gneis anfibolítico (gn anf) y de los calcosilicatos (cal) remplazados. El material calcáreo presenta abundante granate (tonos rojos); el gneis anfibolítico muestra una zonificación pero mantiene aún el bandeamiento original (localidades AAC- 3 y AAC-4).

3.1.2.B.3.- Intrusivo Matancitas.- Con este nombre son denominados los afloramientos distribuidos en el área de estudio, desde el Arroyo Buenos Aires en el norte (Ranchos La Concepción y La Matancita) hasta el Arroyo La Palma en el sur (figuras 3.1, 3.2 y 3.3). Los afloramientos del intrusivo Matancitas están dominados por rocas de afinidad tonalítica compuestas por plagioclasa+hornblenda +biotita+cuarzo±esfena. La hornblenda y la plagioclasa de la roca, por lo general, son de grano grueso, tienden a ser euedrales a subedrales, llegan a medir un centímetro y están en mayor porcentaje que el cuarzo el cual es anedral y de grano medio a grueso.

En La región entre el Rancho La Concepción y el Rancho Los Correderos (localidades, ABA-928, ABA-926 y ABA-927), el intrusivo Matancitas está en contacto con el intrusivo La Palma y este contacto se define por una zona de contaminación. La zona está evidenciada por un aumento apreciable en el porcentaje de feldespato potásico+biotita+cuarzo y una disminución de la hornblenda y la plagioclasa hacia el intrusivo La Palma.

En la región de Los Llanitos y Palos Verdes (figura 3.1), el intrusivo Matancitas esta en contacto con el intrusivo Los Llanitos. El contacto se aprecia entre las localidades ABA15 y ABA-17 (figura 3.17A). El intrusivo Matancitas, a partir de la localidad ABA-37 y hasta la zona de la falla de San José del Cabo (localidad ABA-26), aflora de manera alterante con rocas máficas foliadas de grano fino (intrusivo Los Llanitos) y está cortada por diques pegmatíticos y porfídicos. En la zona de la falla San José del Cabo, la foliación del intrusivo Matancitas es marcada y junto con el intrusivo Los Llanitos define zonas de segregados con un rumbo N40°E 80 y anchuras de 20 a 50 m.

En los arroyos San Dionisio (localidades ASD-2 y 3) y Buenos Aires (localidades ABA-18 y ABA-3), el intrusivo Matancitas está cortado por los diques El Álamo. Las paredes de los diques son rectos y el contacto es discordante y sin bordes de enfriamiento (figura 3.17B).

En el Arroyo San Dionisio, los afloramientos del intrusivo Matancitas dominan desde el occidente del rancho San Dionisio (figura 3.17C) hasta el rancho El Aserradero (localidades ASD-38, y ASD-8, respectivamente (figura 3.1).

En los ranchos Encino Gordo y La Acacia fue posible observar y establecer las edades relativas entre el intrusivo Matancitas con los sistemas de diques y otras unidades, como los diques El Álamo, la apófisis Encino Gordo y los diques diabásicos Boca de La Sierra. Los diques El Álamo cortan al intrusivo Matancitas; mientras que los diques diabásicos Boca de La Sierra, posiblemente asociados a la unidad Encino Gordo, cortan a los diques El Álamo.

El contacto del intrusivo Matancitas con la unidad Encino Gordo presenta bordes lobulados y bordes de enfriamiento de centímetros a casi un metro de espesor adentro del intrusivo Encino Gordo (figura 3.17D), mientras que en otros sitios existe una marcada foliación magmática en ambas unidades (figura 3.17E) indicando su carácter intrusivo. La foliación del intrusivo Matancitas está evidenciada por la orientación de la plagioclasa y la biotita y ambas unidades muestran foliación concordante al contacto.

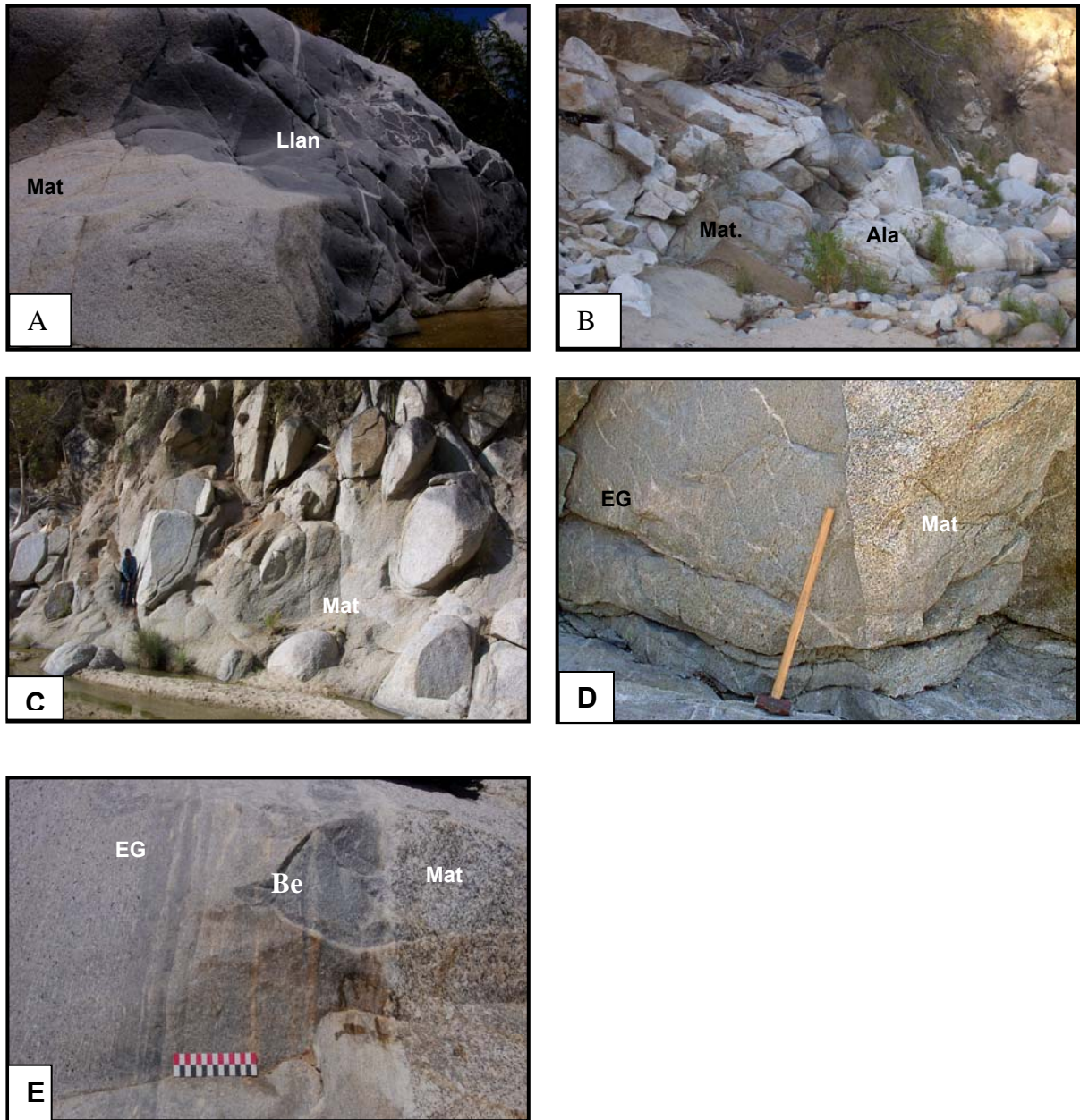


Figura 3.17.- A.- Contacto tajante y lobulado entre el int. Matancitas (Mat) y int. Los Llanitos (Llan) en el arroyo Buenos Aires (localidades ABA-15). B.- Diques El Álamo (Ala) cortando al int. Matancitas (localidades ASD-2, ASD-3 y ASD-4). C.- Fracturamiento primario e intemperismo diferencial típico del int. Matancitas (Mat) (localidad ASD-1). D y E.- Contacto entre el int. Matancitas (Mat) y la unidad Encino Gordo (EG), el contacto es recto y en E con borde de enfriamiento (Be) (localidad ASD-1 y ASD-7); int.= intrusivo.

En el intrusivo Matancitas es común la presencia de enclaves microgranulares máficos con 10 a 80 cm de longitud y 5 a 40 cm de ancho, orientados paralelos a la foliación magmática.

En el arroyo La Palma, hacia la zona de la falla de San José del Cabo (localidades ALP-12, ALP-13, ALP-15), los afloramientos están dominados por el intrusivo Matancitas, que presenta evidencias de la influencia del referido sistema de fallas. Dichas evidencias consisten en un aumento de la densidad en las fracturas hacia la zona de falla, así como el incremento de brechas cataclásticas hasta llegar a la traza de la falla principal.

El intrusivo Matancitas está en contacto con rocas del litodema metamórfico en el arroyo La Palma (localidad ALP-3 y ALP-4). El contacto se evidencia por la presencia de pantallas de rocas metamórficas de 1 a 3 m de espesor, que alternan con una zona de rocas ígneas contaminadas con desarrollo de foliación magmática (figura 3.18A). El contacto entre el intrusivo Matancitas y la secuencia metamórfica en el arroyo El Mezquite (entre las localidades AMZ-3 y AMZ-4) está evidenciado por una zona de contaminación que presenta una marcada foliación tectónica y magmática (figura 3.18B), con presencia de xenolitos de calcosilicatos y microdiorita a manera de budines elongados y zonados (cuarzo, granate y epidota). El tamaño de los xenolitos es de 15 a 20 cm, con evidente deformación que indican un sentido lateral izquierdo (figura 3.18C).

En el arroyo Agua Caliente (localidad AAC-15), el intrusivo Matancitas contiene colgados (*roof pendants*) que están reemplazados por sílice y forman calcosilicatos, pero mantienen sus rasgos estructurales de estratificación y plegamiento (figura 3.18D, E y F) como una evidencia de la presencia del complejo metamórfico.

El intrusivo Matancitas está cortado por diques pegmatíticos. Esto es evidente en el arroyo Buenos Aires, entre las localidades ABA-21 y ABA37 (figura 3.3).

Diques porfídicos de tonalita (Mata Gorda) cortan también al intrusivo Matancitas y a su vez son cortados por los diques diabásicos Agua Caliente y Boca de La Sierra de uno a varios metros de espesor y tienen carácter afanítico, color café oscuro e intemperismo diferencial y esferoidal. Los contactos son rectos con bordes de enfriamientos, la actitud de los diques es de N85° W y prácticamente verticales.

El intrusivo Matancitas está afectado por fallas normales abundantes, desarrolladas en condiciones frágiles con presencia de salbanda, brechas de falla y alteración. En la región de Las Matancitas y La Concepción es común la presencia de fallas normales abundantes de rumbo E-W con bloque caído al sur y fallas con rumbo N 55° W con 87° SW. Las fallas con orientación E-W desplazan a las fallas con orientación NW.

3.1.2.B.4.- Intrusivo Virgencita.- Este nombre fue asignado a los afloramientos formados por las rocas félsicas que afloran principalmente en la región de los arroyos San Lázaro, San Dionisio y Buenos Aires.

Durante el trabajo de campo fue posible reconocer en los afloramientos de esta unidad variaciones texturales (grueso a fino) y estructurales (bandeamiento primario y zoneamiento).

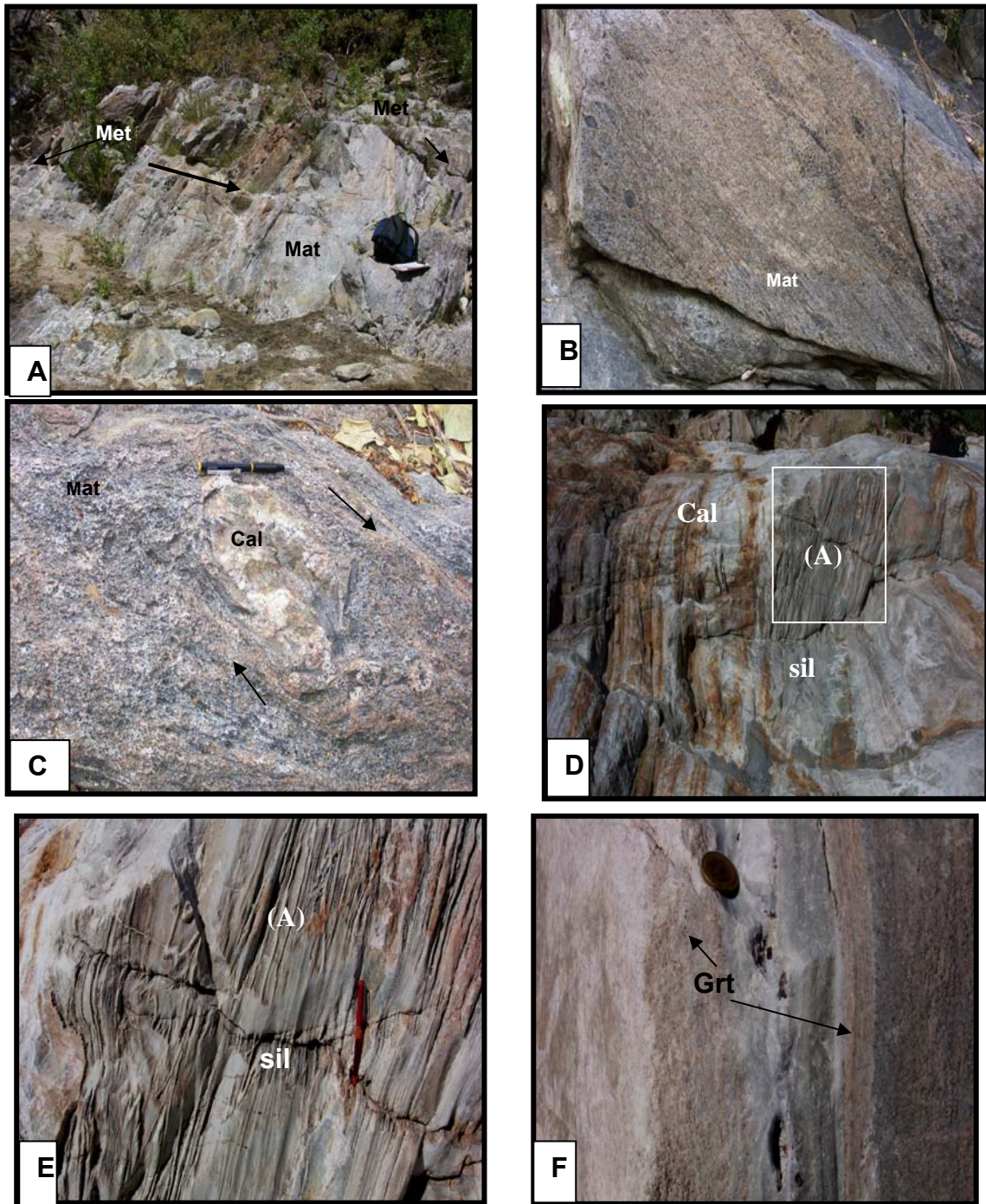


Figura 3.18.- A.- Afloramiento de la zona de contacto entre el int. Matancitas (Mat) con el complejo metamórfico (Met); es notable la presencia de pantallas de las rocas metamórficas dentro del int. Ambas unidades muestran una foliación paralela al contacto (localidad ALP-3 y 4). B.- Foliación del int. Matancitas en la zona de contacto con las rocas metamórficas (localidad AMZ-4). C.- Xenolito de calcosilcatos (Cal) con un marcado giro en sentido de las manecillas del reloj, dentro de int. Matancitas (localidad AMZ- 4). D.- Colgados de calcosilcatos (Cal) de la unidad El Mezquite conservando la estructura original (localidad AAC-15). E.- Acercamiento del recuadro (A) para evidenciar la silicificación (sil) y los microplegues. F.- Acercamiento de E para observar la silicificación y la presencia de granate (Grt) con color rojo (localidad AAC-15), int = intrusivo.

El intrusivo Virgencita está compuesto por cuarzo+plagioclasa+feldespatos+hornblenda. La plagioclasa es euedral, de grano fino a medio y el cuarzo es anedral fino. La biotita es común, con menor porcentaje que la hornblenda, la cual es de forma euedral, hábito prismático y de grano medio (llega a medir 0.5 cm de longitud). El granate es un mineral común en algunas zonas del intrusivo, principalmente asociadas al bandeamiento y a la textura pegmatítica. La variación porcentual de los minerales en el intrusivo resulta en una variación litológica de tonalita a granodiorita y granito.

La textura de la roca varía de grano fino a grueso, pero predomina la de grano fino, definiendo una textura hipidiomórfica granular de fina a gruesa (con cristales de plagioclasa que llegan a medir un centímetro).

En algunos sitios el intrusivo Virgencita se caracteriza por la presencia de estructuras de flujo con un buen bandeamiento magmático que consiste de segregados ricos en plagioclasa+hornblenda+biotita de 15 a 20 cm de espesor que desarrollan una textura de grano grueso y agregados cumuloídicos de hornblenda y plagioclasa (figura 3.19A y B).

Los afloramientos del intrusivo Virgencita son los dominantes en el Arroyo San Dionisio, a partir del rancho El Chinal y hasta la falla San José del Cabo (localidades de ASD-10 a ASD-14). Hacia el oriente (zona de falla San José del Cabo), la roca está intensamente fracturada reflejando la influencia del sistema de falla referido, mismo que pone en contacto al intrusivo Virgencita con el conglomerado de la Formación Los Barriles (figura 3.2 y 3.3). Los afloramientos del conglomerado en esta localidad tienen un espesor de 100 a 200m.

Los diques El Álamo, así como diques de pegmatita con presencia de granate, son comunes en el intrusivo La Virgencita (figura 3.19C). En el Arroyo Buenos Aires el intrusivo Virgencita está asociado con el intrusivo Buenos Aires, lo cual se aprecia en la localidad ABA-37 de la figura 3.1.

En la región de San Lázaro, el intrusivo Virgencita es la unidad dominante y aflora desde la estación ASL-1 a la ASL-14, caracterizado por su textura de grano medio a fino. Se observa también, el típico bandeamiento primario con variación en grano (hipidiomórfica) de medio a grueso (pegmatita) con presencia de granate, fracturada y cortada por diques diabásicos (localidades ASL-7, ASL-8, ASL-9).

En el Arroyo San Lázaro (localidades ASL-13 y 14), el intrusivo Virgencita contiene colgados de rocas metamórficas del ortogneis Boca de La Sierra, del esquisto Portezuelo, de calcosilicatos El Mezquite y de migmatitas, lo cual se observa principalmente hacia la traza de la falla San José del Cabo.

El fallamiento y fracturamiento es común en la unidad. Cuando esto ocurre, la roca está alterada con abundante clorita y epidota. El fracturamiento en el intrusivo La Virgencita se hace evidente por la influencia de la zona de falla San José del Cabo (figura 3.19D y E). Esta estructura trunca los afloramientos del intrusivo Virgencita al oriente y los pone en contacto con rocas sedimentarias de la Formación Los Barriles.

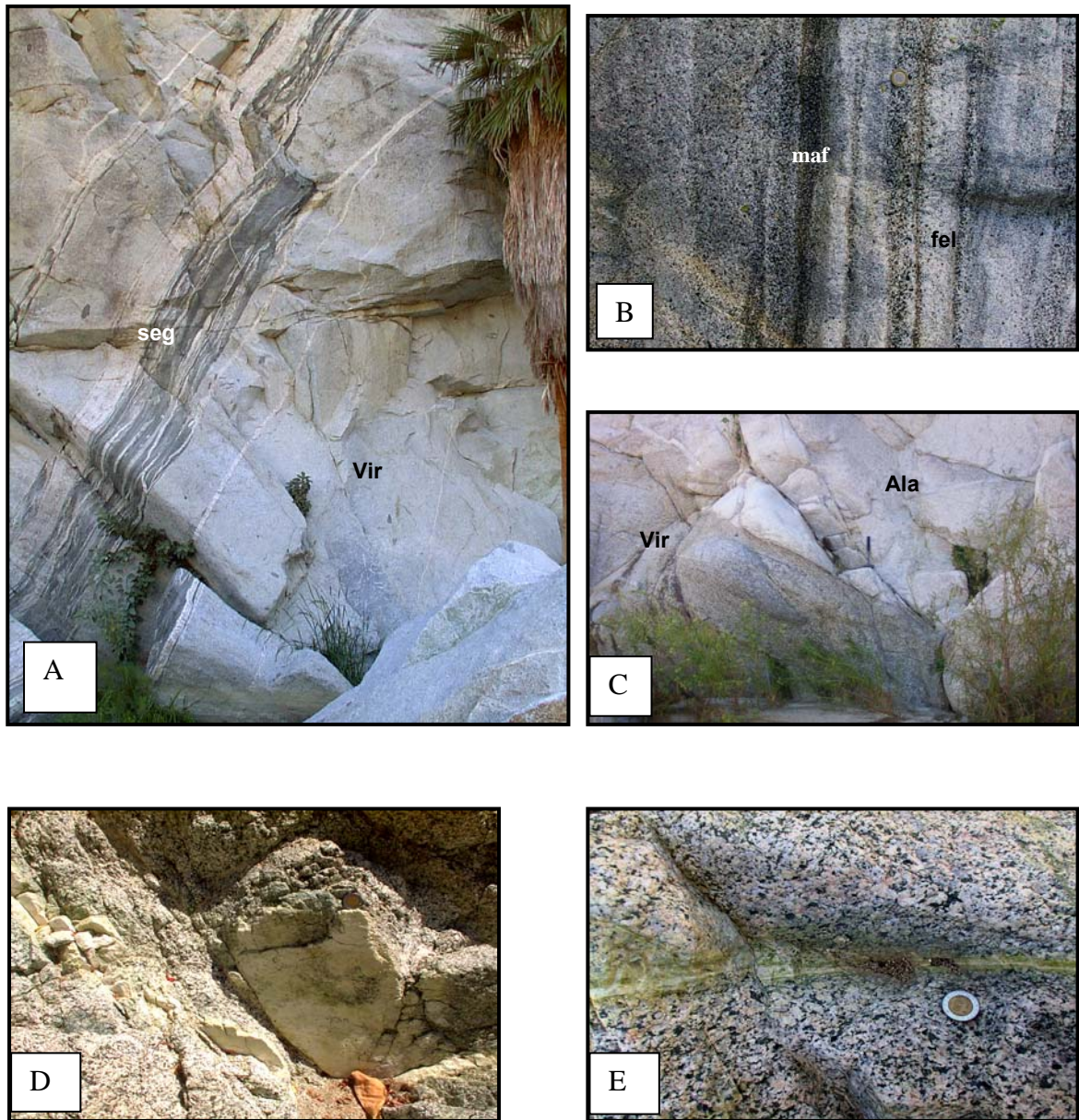


Figura 3.19.- A. Presencia de bandas (seg) máficas (hornblenda+biotita) y félsicas (cuarzo+feldespato) en el int. Virgencita (Vir). B.- Acercamiento del bandeamiento primario de (A) que consiste en la alternancia de material félsico (fel) y máfico (maf) de 5 a 10 cm de ancho (localidad ASD-15-16). C.- Int. Virgencita cortado por diques El Álamo (Ala). El contacto es recto sin borde de enfriamiento (localidad ASD-8). D.- Evidencias de la presencia del sistema de falla de San José del Cabo en el int. Virgencita con espejos de falla epidotizados y un espesor 2 a 3 cm. E.- Vetillas epidotizadas, caolinizadas y silicificadas con una notable alteración potásica (localidad ASD-13), int.=intrusivo.

3.1.2.B.5.- Intrusivo Buenos Aires.- Con este nombre son agrupadas las rocas de composición granítica que afloran en los arroyos Buenos Aires, Boca de La Sierra, La Palma y Portezuelo.

La unidad está compuesta por cuarzo+plagioclasa+feldespatos potásico+biotita+granate, con un porcentaje de cuarzo igual o menor que el de la plagioclasa. El primero es anedral, el segundo tiende a ser subedral a eudral y ambos son de grano fino a medio. El granate es un mineral característico de esta roca y llega a formar el 5%, es subedral a eudral, redondo o en dodecaedros, de grano medio y transparente con un color violeta a rojo. La muscovita es común, de grano medio a grueso, asociada al granate y la biotita, ésta última en mayor porcentaje que la muscovita.

La variación en la textura, la estructura y el bandeamiento son rasgos notables del intrusivo Buenos Aires y se manifiestan a nivel local y regional. La textura de la roca varía de grano fino a pegmatítica y estructuralmente define cuerpos tabulares y pequeños intrusivos con un zonamiento reflejado en la textura y composición. Generalmente, la roca presenta un bandeamiento magmático primario que consiste de bandas claras, de textura de grano medio y bandas de grano grueso a muy grueso (pegmatítica), con abundante plagioclasa, granate, muscovita y ocasionalmente se presenta turmalina. El granate forma hilos delgados continuos y paralelos a las bandas. Individualmente, los cristales de granate llegan a medir hasta tres centímetros de diámetro (figura 3.20B).

En el arroyo Buenos Aires, al oriente del rancho El Álamo (localidad ABA18), la unidad inicia con diques de grano fino y pegmatíticos con un espesor entre 4 y 6 metros, los cuales presentan zonificación o bandeamiento de capas entre 15 y 20cm de grosor.

Los diques se hacen más comunes en relación con los intrusivos Matancitas y Los Llanitos y pasan paulatinamente al oriente a ser la unidad dominante, formando más del 80 % de los afloramientos que domina por espacio de más de 2 km, entre las localidades ABA-3 y ABA-37. Estos afloramientos definen al intrusivo Buenos Aires, con su bandeo característico, así como la variación en textura (hipidiomórfica granular de medio a fino y llega a pegmatítica) (figura 3.20B).

Al oriente de la localidad Cañada Pegmatita (localidad ABA-37), los afloramientos del intrusivo disminuyen y vuelven a presentarse como diques bandeados con textura pegmatítica, cortando a los intrusivos Los Llanitos y Matancita. Estas unidades son las que dominan hacia el oriente, a partir de la localidad ABA-37(Cañada Pegmatita).

En el arroyo Boca de La Sierra, entre la presa y el rancho Boca de La Sierra (localidades ABS-11 y ABS-31, respectivamente), dominan los afloramientos del granito de Buenos Aires que se presenta aquí como diques y cuerpos irregulares de pegmatita con granate, muscovita y bandeamiento. El granito Buenos Aires en los Arroyos Boca de La Sierra y La Palma está asociado con la zona de migmatita.

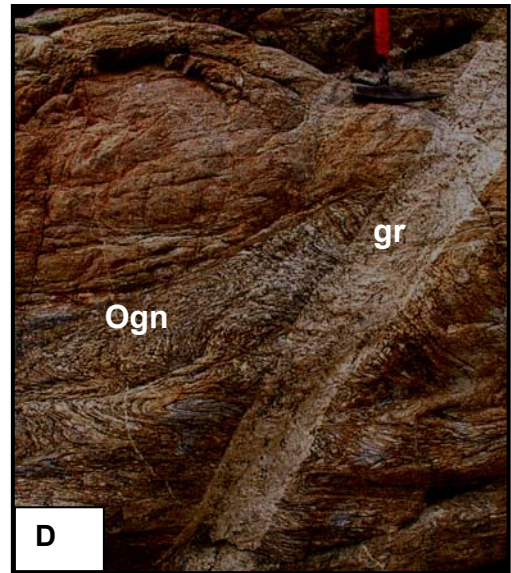
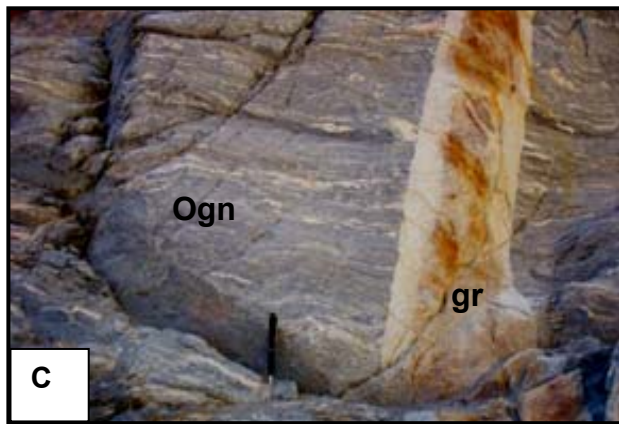
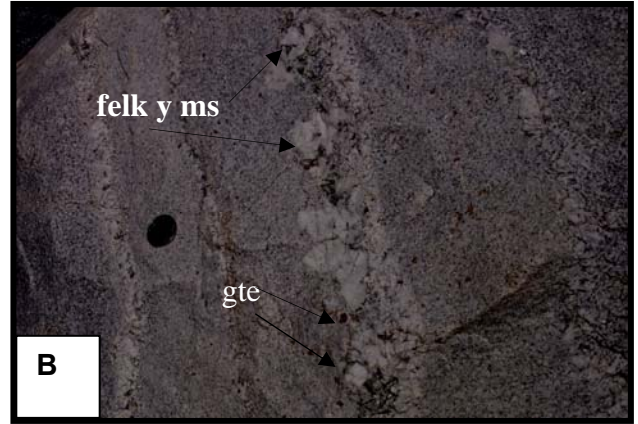


Figura 3.20: A.- Aspecto general del intrusivo Buenos Aires. B.- Bandeamiento primario típico. Las bandas varían de grano fino a grueso (pegmatita) y el espesor también es cambiante (de centímetros a metros). La composición consiste de feldespato potásico (tonos blancos, felk), granate (manchas, rojas, gte) y muscovita (ms) (localidades ABA-3, ABA-4). C.- Dique granítico (gr) asociado a una zona de migmatita con presencia de estructura estromatítica. Se aprecia como la roca metamórfica (Ogn) es cortada por material félsico del cual salen aparentemente vetillas (localidad ALP-906); D.- Dique granítico (gr) cortando al ortogneis (Ogn) Boca de La Sierra (localidad ASM-10).

En los arroyos La Palma y Sol de Mayo (localidad ASM-4) el granito Buenos Aires forma estructuras irregulares, cuyo espesor varía de centímetros a metros, llega a formar diques irregulares con bordes de enfriamiento y pequeñas apófisis, que envuelven a las rocas metamórficas (ortogneis Boca de La Sierra, gneis anfibolítico y calcosilicatos). Los diques graníticos varían de grano fino a grueso pero domina el grano fino. La textura dominante del granito es hipidiomórfica granular media pero varía a grueso y llega a definir zonas pegmatíticas.

El contacto del intrusivo Buenos Aires con la roca de caja (metamórfica) es tajante en algunos lugares y en otros es irregular con contactos lobulados. También fue posible observar como de la roca metamórfica salen segregados leucocráticos a manera de vetillas que se integran poco a poco a los diques también leucocráticos. Esto es común tanto en las zonas de migmatitas con estromatitas y flebitas (paragneis y el esquisto) como en las de dictionitas (ortogneis Boca de La Sierra) (Figura 3.20C y D).

El intrusivo Buenos Aires corta a los intrusivos Matancitas, Los Llanitos y Virgencita y es cortado, por su parte, por los sistemas de diques El Álamo, Mata Gorda y diabásicos (Agua Caliente y Boca de La Sierra). Sus contactos son rectos con bordes de enfriamiento de centímetros de espesor.

3.1.2.B.6.- Sistemas de Diques

Durante el trabajo de campo fue posible reconocer varios sistemas de diques: cuarzo-feldespáticos de textura aplítica a pegmatítica (diques Buenos Aires); porfídicos (diques Mata Gorda), diabásicos (diques Agua Caliente y diques diabásicos Boca de La Sierra). Los diques están ampliamente distribuidos y afloran en los cauces de los arroyos.

Los Diques El Álamo conforman un sistema de diques cuarzo-feldespáticos (leucocráticos) que aflora en los arroyos Buenos Aires (región de Las Matancitas, La Concepción y El Álamo) y San Dionisio (entre los ranchos San Dionisio y Aserradero) (figuras 3.1, 3.2 y 3.3). Sus afloramientos están restringidos a diques y pequeñas apófisis que cortan a los intrusivos Los Llanitos y Matancitas (figuras 3.21A y B).

Los diques El Álamo están compuestos por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. La plagioclasa es de grano grueso, presenta una tonalidad blanca, varía de forma subedral a eudral y llega a medir un centímetro. El porcentaje es igual o mayor al del cuarzo; el cual es anedral de grano grueso y transparente. El feldespato potásico es anedral y también de grano grueso. La biotita es común, de grano fino a medio y resalta en la roca debido a la oxidación. Esto último genera en la roca un moteado rojizo dando un aspecto de tipo “sal y pimienta”. La textura de la roca es hipidiomórfica a panidiomórfica granular de gruesa a muy gruesa (figura 3.21C).

En los diques El Álamo los cristales de cuarzo, plagioclasa, y feldespato potásico están parcialmente elongados y definen una foliación magmática.

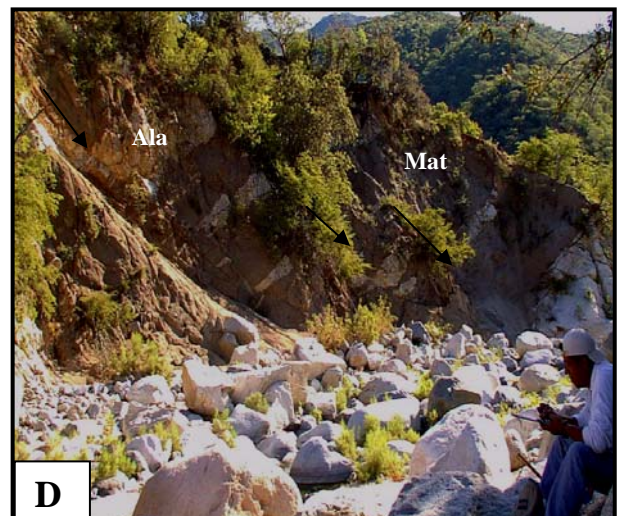
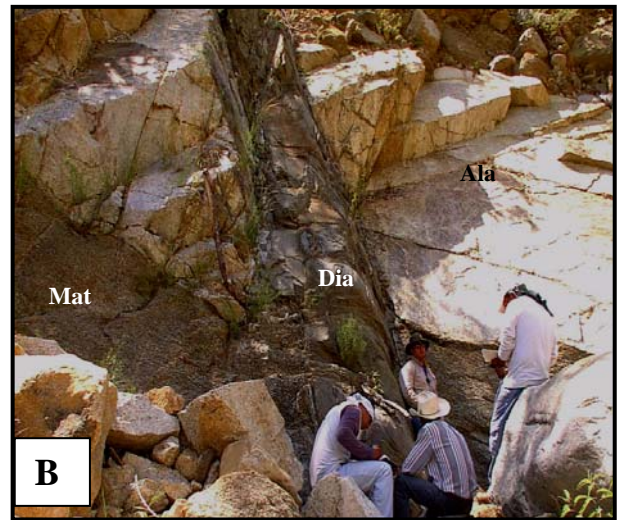


Figura 3.21.- A.- Diques El Álamo (Ala) en contacto con un dique porfídico Mata Gorda (MG); este corta a los int. Los Llanitos (Llan) y Matancitas (localidad ABA-18). B.- Dique El Álamo corta al int. Matancitas (Mat) y es cortado por diques diabásicos (Dia) (localidad ASD-4). C.- Acercamiento al dique El Álamo para observar su fracturamiento y textura. Las manchas oscuras corresponden a biotita oxidada dando a la roca el aspecto de “sal y pimienta” (localidad ASD-2). D.- Fallas normales de rumbo N-S con caído al Este desplazando a los Diques El Álamo, los cuales cortan al int. Matancitas (localidad ASD-2), int.=intrusivo.

En los arroyos Buenos Aires y San Dionisio, los diques El Álamo definen en ocasiones las crestas de los cerros formados por los intrusivos La Palma y Matancitas. Los diques El Álamo en el Arroyo Buenos Aires tienden a definir franjas de 40 a 60 m de espesor de una roca clara y fracturada (figura 3.21C). Un rasgo característico de los diques El Álamo es el fracturamiento, así como la presencia de enclaves, tanto del intrusivo Matancitas como de Los Llanitos.

Los diques El Álamo cortan tanto a los intrusivos Matancitas como al de Los Llanitos, a manera de pantallas (figura 3.21). En el arroyo San Dionisio, a partir del rancho El Chinal y hasta el sistema de falla San José del Cabo (Localidad ASD-7), los diques El Álamo cortan al intrusivo Virgencita.

La relación entre los diques El Álamo con el granito Buenos Aires no fue establecida, pero al parecer existe un cambio gradacional de los diques El Álamo al intrusivo Buenos Aires, lo que puede indicar que es la misma unidad aunque en el campo no se pudo establecer esta relación de manera inequívoca.

Los diques El Álamo son cortados por diques porfídicos Mata Gorda y diabásicos (localidad ADS-4 de la figura 3.1). En esta localidad también se aprecia como los diques El Álamo cortan al intrusivo Matancitas y son cortados por los diques diabásicos (figura 3.21).

Los diques El Álamo son afectados por fallas normales de rumbo N-S o N 10° E a N 30° W, tienen componente normal con bloques caídos al este o NE; en las estructuras antitéticas el bloque hundido es al NW (localidad ASD-2 y ASD-3). Dichas fallas están evidenciadas por el desplazamiento de los diques donde es posible ver rechazos de 3 a 5 m, con movimientos escalonados normales y desarrollo de zonas de salbanda de 5 a 30 cm de ancho (figura 3.21D).

Diques Pegmatíticos Buenos Aires.- Diques de pegmatita granítica afloran en varias localidades del área de estudio, pero son más notables en los arroyos Buenos Aires, San Dionisio, Boca de La Sierra, La Palma y San Lázaro.

Los mejores afloramientos de los diques pegmatíticos están en las localidades ABA-3, ABA-37, ASL-16, ALP-905, ASD-7 y ASD-8 y entre ABS-11 y ABS-31.

Los diques graníticos son de grano medio a grueso y llegan a tener una textura pegmatítica que define diques compuestos. El espesor de las bandas varía de centímetros a metros, mientras que el de los diques es desde menos de un metro a varios metros (figura 3.22A, B y C).

La mineralogía consiste de cuarzo+feldespato potásico+plagioclasa+muscovita +granate+biotita y en ocasiones se presenta turmalina. El tamaño de los cristales llega a 5 cm y el granate tiende a formar alineamientos de cristales de grano fino y fenocristales euedrales de 1 cm de diámetro de color rojo. El cuarzo y el feldespato presentan intercrecimientos gráficos; lo mismo sucede con el granate y el cuarzo (figura 3.22D y E). Los diques cortan a los intrusivos Matancitas, Los Llanitos y Virgencita y son cortados por diques porfídicos tonalíticos Mata Gorda y diques diabásicos Agua Caliente y Boca de La Sierra (figura 3.22A y B).

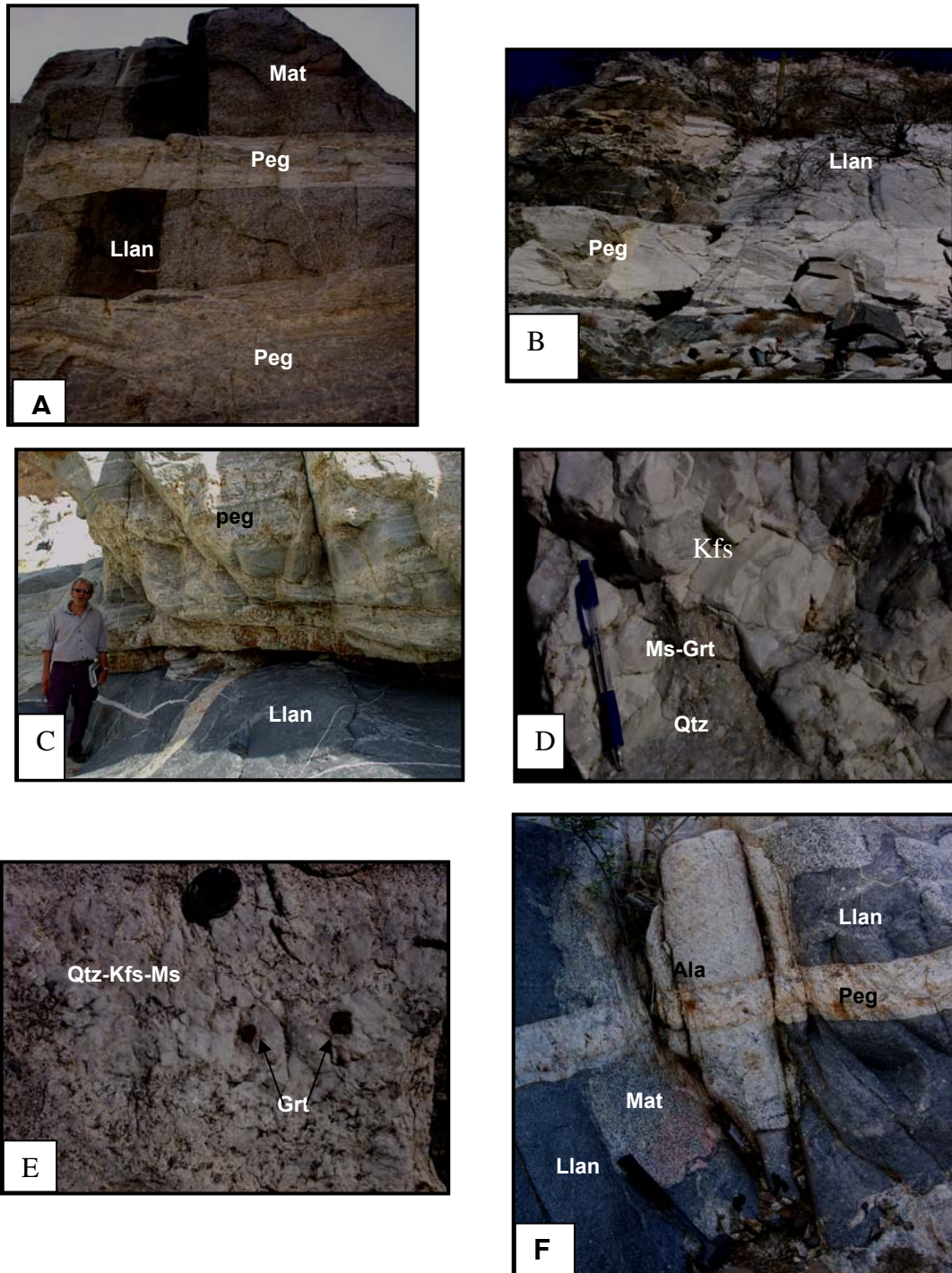


Figura 3.22: A y B.- Diques Buenos Aires (Peg) cortando a los int. Los Llanitos (Llan) y Matancitas (Mat). En los diques se aprecia un bandeamiento notable (localidad ABA-25). C.- Variación textural de los diques Buenos Aires (peg) que cortan al int. Los Llanitos (Llan) (localidad ABA-37). D y E.- Acercamiento del dique Buenos Aires evidenciando la textura pegmatítica y la presencia de granate (Grt), feldespato potásico (Kfs), cuarzo (Qtz) y muscovita (Ms) con intercrecimientos gráficos (localidad ABA-37). F.- Dique Buenos Aires (peg) cortando a los int. Los Llanitos (Llan), Matancitas (Mat) y a los diques El Álamo (Ala), mostrando así una relación de edades (localidad ABA-3), int.=intrusivo.

Los diques pegmatíticos, a pesar de tener una distribución en gran parte del área, están principalmente asociados a los intrusivos Buenos Aires y Virgencita. Es posible que formen parte de estas unidades y representen fases tardías de emplazamiento. La relación con los diques El Álamo fue difícil de establecer, sin embargo, en la localidad ABA-3 fue posible observar cómo los diques pegmatíticos Buenos Aires cortan a los diques El Álamo, lo cual implica que los diques Buenos Aires son posteriores a los diques El Álamo (figura 3.22F).

Diques Porfídicos Mata Gorda.- Se dio este nombre a un conjunto de diques que están ampliamente distribuidos en el área de estudio. Son diques que varían en espesor de uno a decenas de metros y llegan a formar pequeñas apófisis. Buenos afloramientos de esta unidad existen en el arroyo Buenos Aires (localidades ABA-11, ABA-12, ABA-6, ABA-926, ABA-18, APZ-16 y APZ17).

El color de los diques es de gris a verde, la textura es porfídica con fenocristales de hasta 0.5 cm de cuarzo+plagioclasa+hornblenda+biotita, contenidos en una matriz afanítica y holocristalina de tonalidad verde claro a verde oscuro (figura 3.23A y B). Estos diques cortan a las rocas metamórficas y a las plutónicas, por lo que son más jóvenes que los intrusivos Matancitas, Los Llanitos, Virgencita, Buenos Aires, así como los diques El Álamo y su vez cortados por los diques diabásicos Agua Caliente y Boca de La Sierra.

Los diques Mata Gorda son más dominantes en la región norte del área de estudio (localidades ABA-11, ABA,-18), en el arroyo Portezuelo (localidades APZ-16 y APZ 17) y son cortados por fallas normales E-W con desplazamiento oblicuo (normal + lateral) de centímetros a metros (localidad APZ-16 y APZ-17). Cerca del contacto con el intrusivo Matancitas, los diques porfídicos forman una apófisis que contiene xenolitos derivados del intrusivo Matancitas (localidad ABA-928 figura 3.1).

Diques Diabásicos.- En el área de estudio afloran dos sistemas de diques oscuros que varían en textura de afanítica a porfídica con una matriz de grano fino. Estos diques fueron agrupados en dos categorías: a).- diques diabásicos Agua Caliente y b).- diques diabásicos Boca de La Sierra.

Diques Diabásicos Agua Caliente afloran en los arroyos de Agua Caliente, Boca de La Sierra, San Dionisio y Buenos Aires y forman estructuras con espesores en general de 1 a 2 m (figura 3.24A y B) pero llegan a tener hasta 5 m y en campo se pueden seguir por decenas de metros. Los diques Agua Caliente son rocas con textura que varía de afanítica a microporfídica. Su orientación es S70°W con 70° SE y se presentan bordes de enfriamiento de 2 a 5 cm con varias etapas de emplazamiento (diques dentro de diques) que definen un arreglo paralelo de diques. Estos diques cortan tanto a las rocas metamórficas como a las plutónicas incluyendo a los diques Mata Gorda, pero son cortados por los diques diabásicos Boca de La Sierra (figura 3.24B).

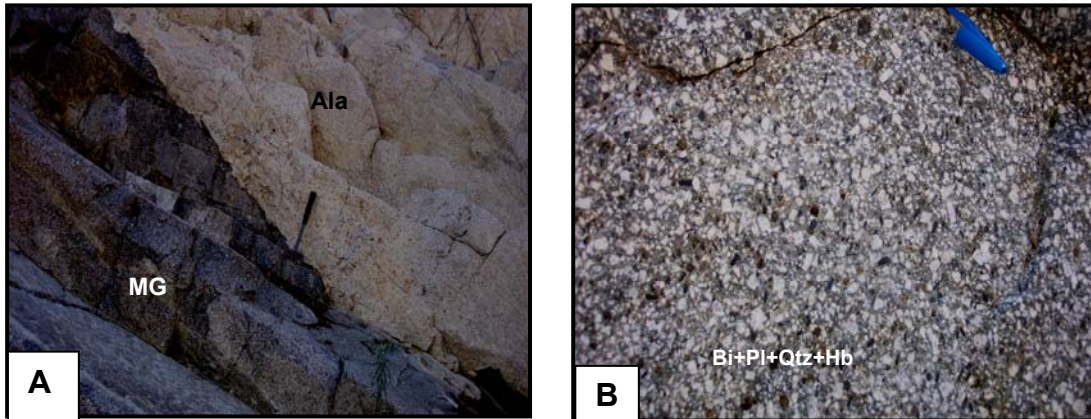


Figura 3.23.- Diques porfídicos Mata Gorda. A.- Contacto del dique Mata Gorda (MG) con los diques El Álamo (Ala); B.-Textura porfídica con fenocristales de biotita (Bi) + plagioclasa (Pl) + cuarzo (Qtz) + hornblenda (Hb) en una matriz afanítica de los diques Mata Gorda (localidad ABA-18 de la figura 3.1).

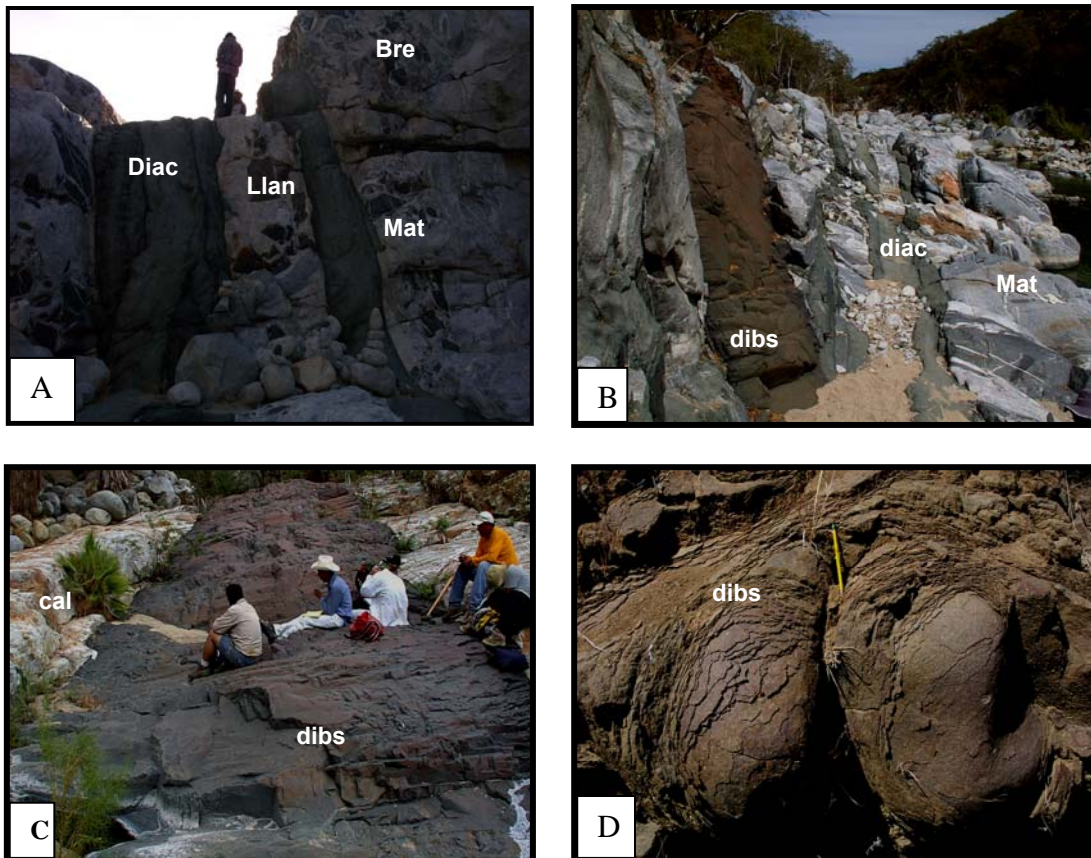


Figura 3.24: A.- Relacion de contactos entre varios sistemas de diques. Los diques de diabasa Agua Caliente (Diac) presentan bordes de enfriamiento y cortan al int. Matancitas (Mat) que forma brechas magmáticas (Bre) con el intrusivo Llanitos (Llan) (localidades AAC-3 y AAC-4). B.- Dique de diabasa Boca de La Sierra (dibs) cortando a los diques de diabasa Agua Caliente (diac) (localidades AAC-7 y AAC-8). C.- Dique de diabasa Boca de La Sierra (dibs) sin intemperismo; cortando a calcosilicatos (cal) (localidad ASM-1). D.- Afloramientos típicos de los diques diabásicos Boca de La Sierra (dibs) evidenciando el color café y el intemperismo esferoidal (localidad ALP-919).

Diques diabásicos Boca de La Sierra están distribuidos tanto en el núcleo del sistema montañoso como en el Borde Oriental del Bloque de Los Cabos. Buenos afloramientos de ellos están presentes en los arroyos Boca de La Sierra, San Dionisio, Sol de Mayo, Portezuelo y El Mezquite. Los diques son rocas de color café en superficie intemperizada y de café oscuro en superficie fresca. Su espesor generalmente es de 4 a 5 m, pero llegan hasta los 10 m, presentan intemperismo con estructuras esferoidales (figura 3.24D) y muestran bordes de enfriamiento de 5 cm de espesor. En la región de La Concepción (localidad ABA-4) los diques tienen espesores entre 5 a 10 m con bordes de enfriamiento entre 10 y 15 cm y con una actitud de N20° E con 75 SE. Lo mismo sucede en la región de La Cieneguita (localidad ALP-919), en donde los diques presentan su rasgo característico de intemperismo esferoidal y cortan al ensamble plutónico (figura 3.24D). En los arroyos Sol de Mayo y Boca de La Sierra (localidad ABS-30) tienen espesores de 4 a 5 m con borde de enfriamiento y cortan a las rocas del complejo metamórfico (figura 3.24C).

La textura tiende a ser afanítica o microporfídica en los bordes, pero hipidiomórfica granular de fina a media en el centro. Son las rocas que intrusionan a todo el ensamble plutónico en todas las localidades reconocidas, incluso a los diques diabásicos Agua Caliente (localidad AAC-7) (figura-3.24B).

En el arroyo San Dionisio, entre los ranchos San Dionisio, Encino Gordo y Guayparin, los afloramientos permiten apreciar bien las relaciones de contacto con el intrusivo Matancitas, los diques El Álamo y los diques diabásicos Agua Caliente y Boca de La Sierra (figuras 3.21 A y B). En general, los diques diabásicos Boca de La Sierra cortan a las unidades mencionadas de manera discordante.

Apófisis Encino Gordo.- En el Arroyo San Dionisio, principalmente en la región del rancho Encino Gordo (localidades ASD-4 y ASD-5 de la figura 3.1), aflora por más de 300 m una pequeña estructura que fue considerada como apófisis (figura 3.3).

Su composición es diabásica y la roca está formada principalmente por plagioclasa+biotita +hornblenda. La plagioclasa varía de euedral a subedral, es blanca, tiene forma prismática, está maclada y es de grano medio. La biotita está poco oxidada. La biotita y la hornblenda están cloritizadas y el cuarzo es accesorio.

La textura presenta variación de equigranular a inequigranular. La parte del apófisis con textura equigranular es hipidiomórfica granular y está formada por cuarzo+plagioclasa+hornblenda+biotita. En general, la plagioclasa es de color blanco, varía de subedral a anedral, es de grano medio a fino y tiene un porcentaje mayor o igual al del cuarzo, el cual es anedral y granular medio a fino. La biotita es más abundante que la plagioclasa y el cuarzo, está bien orientada y marca una foliación magmática o autoclástica formando manchas o concentrados de un centímetro, parcialmente orientados. La parte del apófisis con textura inequigranular es porfídica con fenocristales de hornblenda+plagioclasa en una matriz holocristalina de grano medio a fino formada por plagioclasa y cuarzo. La plagioclasa es de tono gris, varía de forma anedral a euedral y el grano es de medio a fino,

con un porcentaje mayor o igual al cuarzo. Este es anedral y granular fino, mientras que la hornblenda es euedral, prismática, grano grueso y el porcentaje de la hornblenda es mayor o igual al de la biotita (que es subedral y de grano medio). Los fenocristales están contenidos en una matriz formada por plagioclasa y cuarzo.

En ocasiones la roca de textura fina tiene un aspecto sacaroide (del cuarzo y la plagioclasa), con cierta orientación de la hornblenda y la biotita, definiendo una foliación magmática (autoclástica). Los rasgos característicos de la unidad Encino Gordo son: el intemperismo diferencial o esferoidal, sus contactos con bordes de enfriamiento, la foliación magmática y la presencia de fracturas conjugadas (figura 3.25B y C). La unidad corta al intrusivo Matancitas. Su contacto es mediante un borde de enfriamiento (localidad ASD-5 de la figura 3.1) y también corta a los diques El Álamo de manera tajante, pero a su vez está cortada por los diques de diabasa Agua Caliente y Boca de La Sierra (localidad ASD-4) (figura 3.25 D).

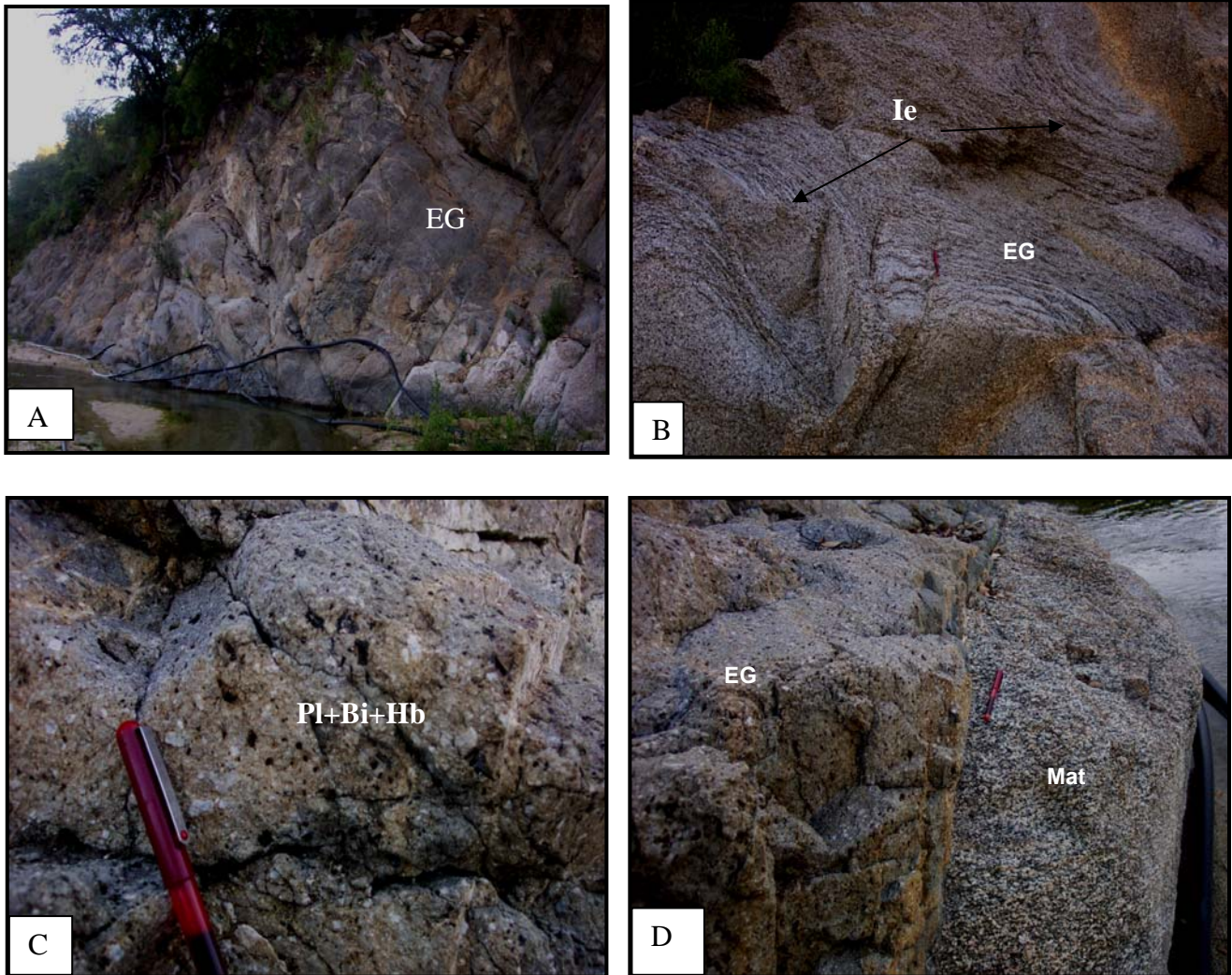


Figura 3.25.- Aspectos de la unidad Encino Gordo (EG) A.- Afloramiento de EG en la localidad tipo, se aprecia su fracturamiento típico. B.- Intemperismo esferoidal (Ie) típico del intrusivo Encino Gordo. C.- Unidad EG mostrando una textura porfídica (fenocristales de plagioclasa (Pl), biotita (Bi) y hornblenda (Hb) en una matriz fina. D.- Contacto de la unidad EG con el intrusivo Matancitas (Mat) (localidad ASD-4).

3.2.- PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS DEL BORDE ORIENTAL DEL BLOQUE LOS CABOS

Se estudiaron láminas delgadas de 72 muestras (véase ubicación de los sitios de colecta en la figura 3.1, anexo-2). En la tabla 3.1 (anexo-4) se presenta un resumen de la información sobre las localidades (estación, coordenadas) y tipo de trabajo analítico (elementos mayores, traza, isótopos etc.) que se realizó en cada una de ellas. En la siguiente sección se hace una descripción petrográfica tanto de las rocas del complejo metamórfico como del ensamble plutónico. Además se incluyen la descripción de las muestras de rocas con granate colectadas para análisis químico y de microsonda.

Las láminas delgadas (18) de las rocas metamórficas descritas incluyen muestras de las unidades Portezuelo, Calcosilicatos El Mezquite, así como muestras del litodema metaígneo formado por el Ortogneis Boca de La Sierra.

En la descripción microscópica de las rocas metamórficas se establecieron las principales asociaciones minerales, paragénesis y rasgos texturales con la finalidad de poder determinar su posible protolito, grado, facies metamórfica y clasificación petrográfica.

Las características petrográficas microscópicas de las rocas sintectónicas y postectónicas del Ensamble Plutónico fueron establecidas a partir de un total 54 láminas delgadas e incluyen muestras de las rocas de las unidades, La Palma, Matancitas, Los Llanitos, El Álamo, Virgencita, Buenos Aires y los diques Mata Gorda, Agua Caliente y Boca de la Sierra.

En el análisis petrográfico están incluidas cuatro muestras de la región de Cabo Pulmo (CP) (referidas en la tabla 3.1, anexo-4), que pertenecen al Bloque La Trinidad. Lo anterior con la idea de comparar sus características petrográficas con las rocas del área de estudio.

Para el estudio y la descripción microscópica de las rocas intrusivas estudiadas, se consideraron las características de la textura (cristalinidad, tamaño del grano, forma del grano, relaciones mutuas). En el caso de la plagioclasa se infirió su composición mediante la técnica de Michel Levy, el tamaño, su zonamiento y la alteración. El feldespato potásico se diferenció en ortoclasa y microclina, tomando como criterio la presencia de macla típica de la microclina.

Del total de láminas analizadas, sólo a 42 de ellas se les realizó conteo de puntos (600 puntos), lo cual permitió calcular los porcentajes modales. Para su clasificación se siguió el criterio de Streckeisen (1976).

Las fotomicrografías presentadas en esta sección fueron tomadas con un microscopio marca Leitz modelo Laborlux 12Pol, con objetivos 4x, 10x, 25x, 40x, equipado con una cámara marca Wild, modelo MPS 12, para fotografías analógicas (no digital). En la mayoría de los casos las fotomicrografías fueron tomadas con el objetivo de 4x y solamente algunas con el de 10x

En los pies de figuras de las fotomicrografías se emplearon las abreviaturas y simbología de los nombres de los minerales propuesta por Kretz (1983), que es la más aceptada tanto para rocas metamórficas y plutónicas, salvo en sitios específico donde aplique otra cosa.

3.2.1- Petrografía de las Rocas Metamórficas

3.2.1.A. Litodema Metasedimentario

3.2.1.A.1.- Unidad Portezuelo.- Las rocas analizadas de la unidad Portezuelo son muestras provenientes de los arroyos Portezuelo, Sol de Mayo y La Palma y corresponden a las localidades APZ-316, APZ-315, APZ-8, APZ-9, ASM-7, ALP-3 y ALP-4, ALP-904 (figura 3.1, anexo-2).

La textura de las muestras estudiadas de la unidad Portezuelo es esquistosa, de granulometría media a fina presenta buena foliación y varía aun dentro de la misma lámina a lepidoblástica, nematoblástica, porfiroblástica y granoblástica.

Las rocas de la unidad en el arroyo Portezuelo corresponden a la muestra APZ-316 (figura 3.26A), que en general está compuesta por granate+biotita+plagioclasa+cuarzo+feldespatopotásico+muscovita. Una característica de la muestra es la presencia de porfiroblastos de granates subredondeados de 2 a 4 mm de tamaño con inclusiones de cuarzo y feldespatopotásico (figura 3.26B). También se reconocieron porfidoblastos de biotita y feldespatopotásico con forma xenoblástico.

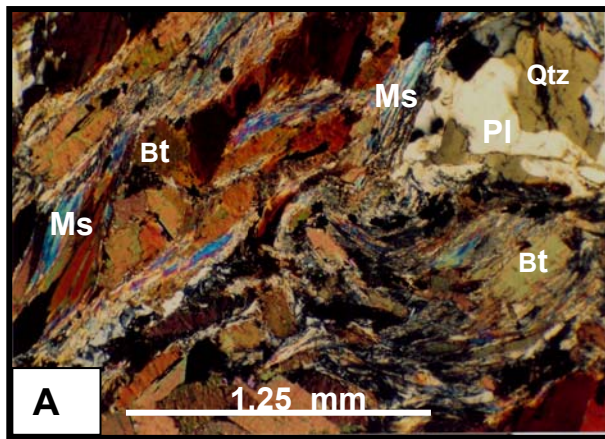
El granate está en contacto principalmente con la biotita y el feldespatopotásico y en ambos casos se aprecian evidencias de reacción para formar un agregado de filosilicatos (muscovita?), que bordea a los porfiroblastos de granate, biotita y feldespatopotásico, lo cual resalta las estructuras de ojos y foliación (figura 3.26B).

Los filosilicatos envuelven a los porfiroblastos del granate para formar colas de arrastre o sombras de presión, pero también se presentan en las fracturas del granate. Tanto dentro de los granates como en su contacto con el cuarzo y el feldespatopotásico existen agregados cristalinos aciculares y prismáticos (posiblemente apatito), los cuales están orientados y tienen continuidad dentro y fuera del granate (figura 3.26B).

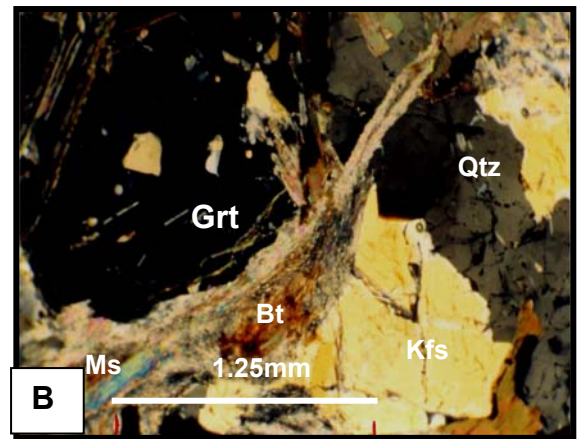
La biotita envuelve a los porfidoblastos de feldespatopotásico, pero en otras partes de la muestra la biotita define arreglos glomerofídicos. En ocasiones los porfiroblastos están aislados y definen estructuras de ojos, mismos que son envueltos por material fino y fibroso lo cual posiblemente es muscovita (figura 3.26B). Las estructuras son disgregadas por material fino esquistoso, pero en ocasiones están alargadas y giradas formando colas de arrastre.

En la muestra analizada se ven agregados de cuarzo+feldespatopotásico de grano fino como productos de la recristalización. La muestra APZ-316 es un esquisto de granate y la presencia de texturas y reacciones reflejan condiciones de metamorfismo regional de grado medio a alto en facies de anfibolita (alta temperatura, baja presión) al que se sobrepone un metamorfismo de contacto.

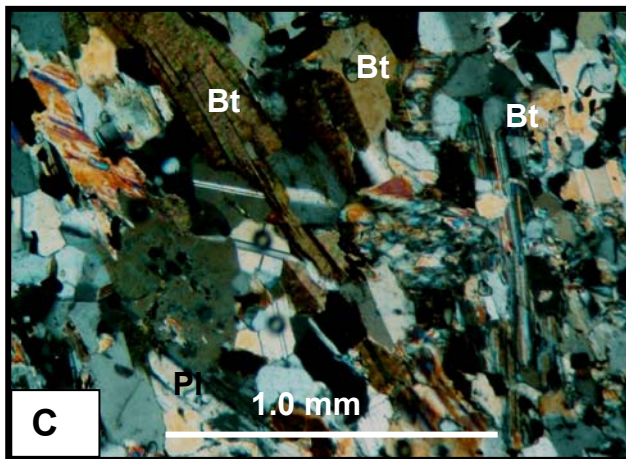
La muestra APZ-315, presenta variación en textura (esquistosa a porfiroblástica) y granulometría (fina a media, domina la granulometría fina (<2 mm)). La foliación de la roca es marcada y tiende a ser esquistosa de grano fino excepto en el contacto con granates donde es más



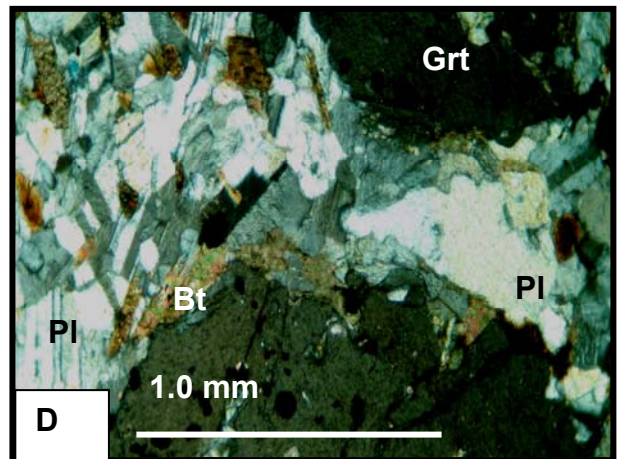
APZ-316



APZ-316



APZ-315



APZ-315

Figura 3.26.- Fotomicrografías de la unidad Portezuelo. A.- Presencia de agregados Bt, Qtz, Kfs, Pl, formando augen (ojos), con colas de arrastre y reacción. B.- Porfidoblasto de Grt, con inclusiones de Kfs y fracturas paralelas a la foliación; el Grt está en contacto con Ms y Bt, ambas con evidencias de reacción. C.- Presencia de dos granulometrías: la gruesa formada por Bt+Qtz, mientras que la fina es de Qtz+Kfs+minerales opacos (op). En la muestra se aprecia una buena foliación. D.- Porfidoblasto de Grt en contacto con Pl y Bt (esquisto Portezuelo). Se observan inclusiones de minerales opacos.

gruesa (grano medio) y con una foliación menos marcada. La roca está formada por cuarzo+plagioclasa+biotita+hornblenda+minerales opacos (figura 3.26C).

En la parte con granulometría media los minerales reconocidos fueron cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, granate y minerales opacos. Esta asociación forma listones angostos y estructuras de ojos alargados pero de grano medio (>2 mm). En algunas zonas la presencia de cristales idioblásticos de hornblenda es abundante. El zircón es un mineral accesorio común incluido en la plagioclasa.

La característica principal de la roca es la presencia de porfidoblastos de granates de 1 a 4 mm, con formas redondeadas y con inclusiones de cuarzo, biotita y minerales opacos, que en ocasiones definen espirales. Otros porfidoblastos de granates presentan sombras de presión con colas de arrastre formadas principalmente por plagioclasa y biotita. Generalmente el granate está en contacto o reaccionando con la biotita y la plagioclasa (figura 3. 26D).

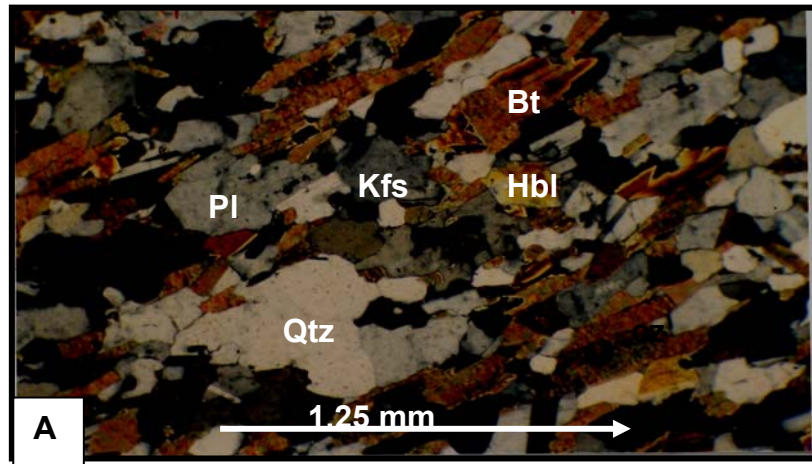
La plagioclasa presenta maclas de contacto múltiples y tiene una composición de albita-oligoclasa y su tamaño varía de grano fino a medio. En la parte fina la plagioclasa tiende a estar orientada, es xenoblástica y está asociada con la hornblenda, pero en las zonas con grano grueso se asocia con la biotita.

La biotita es común en el contacto con el granate y la plagioclasa formando agregados y el tamaño de los cristales varía de 1 a 2 mm. La hornblenda es frecuente en la parte con granulometría fina de la roca, tiende a estar orientada y presenta evidencias de reacción que dan una textura de criba con abundantes inclusiones de minerales opacos. Hacia el contacto con el granate, la hornblenda tiende a desaparecer y, por otro lado, aumentan plagioclasa y biotita (evidencia de reacción).

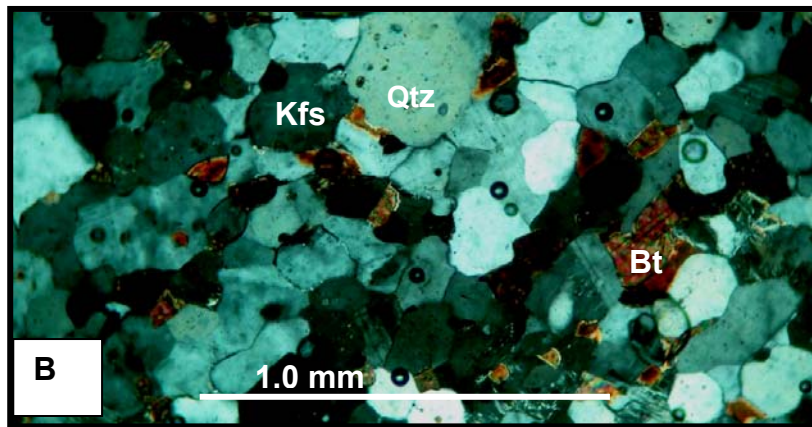
El cuarzo y el feldespato potásico son frecuentes, tanto en la parte con granulometría fina como media; en ambos casos son xenoblásticos y su orientación preferente define la foliación de la roca. Las bandas de granulometría media llegan a presentar minerales de nueva formación (neosoma) de afinidad ígnea (cuarzo-feldespático). La granulometría fina define un esquisto cuarzo-feldespático mientras que la granulometría media corresponde más a un gneis cuarzo-feldespático.

La unidad Portezuelo en el arroyo Sol de Mayo está representada por la muestra ASM-7 (localidad ASM-7). En general, la granulometría de la roca varía de fina a media, con un dominio de la fina. La textura varía de esquistosa a granoblástica (figura 3.27A) y define un esquisto de grano fino, que en algunas partes presenta textura lepidoblástica y nematoblástica, compuesta de cuarzo+plagioclasa+feldespato+biotita+hornblenda.

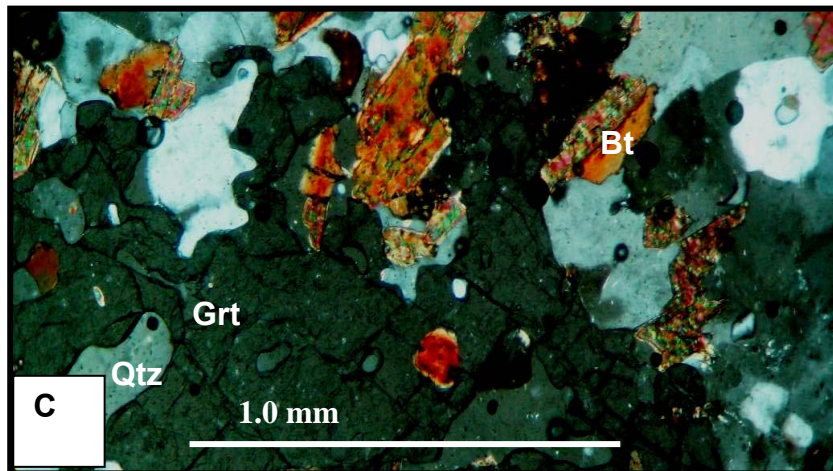
El cuarzo es xenoblástico, de grano fino y orientado preferentemente con algunos cristales alargados. La plagioclasa es común con maclas simples y múltiples y su forma dominante es xenoblástica con algunos cristales idioblásticos; en ocasiones se observó rota (indicios de cataclasis).



ASM-7



ALP-3



ALP-3

Figura 3.27. Fotomicrografías de la unidad Portezuelo en las localidades ASM-7 y ALP 3. A.- Se observa una buena foliación con abundante Bt, la Pl es de composición albíta-oligoclasa; el Qtz y Kfs llegan a formar estructuras de ojos. B.- Textura granoblástica y foliación evidenciada por Qtz+Kfs+Bt en la muestra (ALP-3), que corresponde a un enclave de la unidad Portezuelo dentro del ensamble plutónico, cerca del contacto. C.- Porfiroblásto de Grt con inclusiones de Qtz, Kfs, Bt (muestra ALP-3).

Los cristales de plagioclasa están orientados subparalelamente resaltando la foliación y su composición, según el ángulo de extinción de la macla, es albita-oligoclasa.

La biotita es un mineral abundante de grano fino y la hornblenda varía de xenoblástico a idioblástico, pero en menor cantidad que la biotita.

La buena foliación de la roca es evidenciada por cristales orientados de biotita y hornblenda. Los primeros definen listones que encierran a minerales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y esfena. Estos forman estructuras de “ojo” de 4 mm, con una textura hipidiomórfica granular media y que es interpretada como evidencias de texturas relictas ígneas. En estos casos el cuarzo es xenoblástico y alargado, mientras que la plagioclasa tiende a ser idioblástica, con maclas de contacto; la biotita es escasa y el mineral accesorio es la esfena.

La roca se consideró como un esquisto cuarzo-feldespático formado en condiciones de metamorfismo regional en facies de anfibolita al que se sobrepone un metamorfismo de contacto.

En el arroyo La Palma las rocas de la unidad Portezuelo provienen de la localidad (ALP-3 y ALP-4). La muestra (ALP-3) fue colectada en las pantallas de metasedimentos de la unidad Portezuelo adentro del ensamble plutónico y tiene una granulometría fina, con textura granoblástica a porfiroblástica y con presencia de porfidoblastos de granate. La roca está formada por cuarzo+biotita+granate+feldespato potásico. El cuarzo y feldespato son xenoblásticos de grano fino, están elongados y forman un mosaico granoblástico fino. La plagioclasa es escasa o está ausente. La biotita está orientada y junto con el cuarzo y el feldespato definen buena foliación y esquistosidad (figura 3.27B).

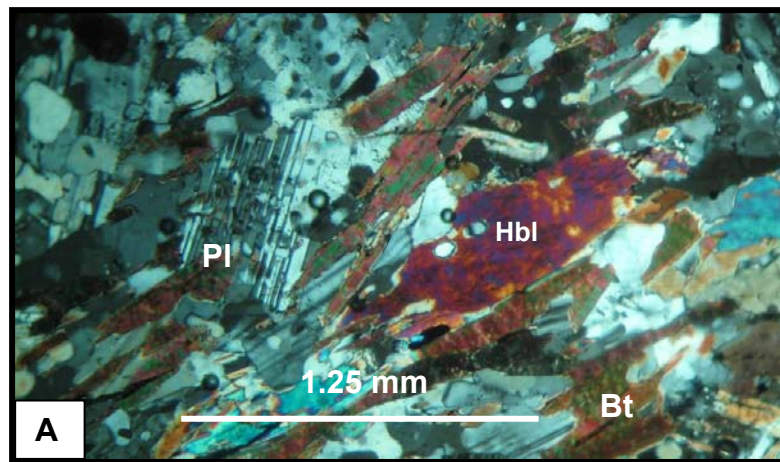
El granate llega a medir 4 mm y se caracteriza por la presencia de inclusiones de cuarzo, feldespato y biotita, los cuales están orientadas, tienen continuidad fuera del granate y son paralelos a la foliación, lo cual sugiere que los cristales son pos-tectónicos. La orientación de las inclusiones y su continuidad se aprecia mejor en los bordes del granate en contacto con cuarzo, feldespato y biotita (figura 3.27C). La roca se considero como un esquisto cuarzo-feldespático de biotita y granate.

3.2.1.A.2.- Unidad Gneis Anfibolítico La Palma.- Las muestras APZ-5, ALP-908 y ALP-904 corresponden a material oscuro de grano fino considerados como gneis anfibolítico. La muestra APZ-5, de la localidad Casas Viejas, presenta buena foliación y la textura varia de esquistosa a gnéisica (figura 3.28A). La asociación mineral es de biotita+hornblenda+plagioclasa+cuarzo+feldespato potásico.

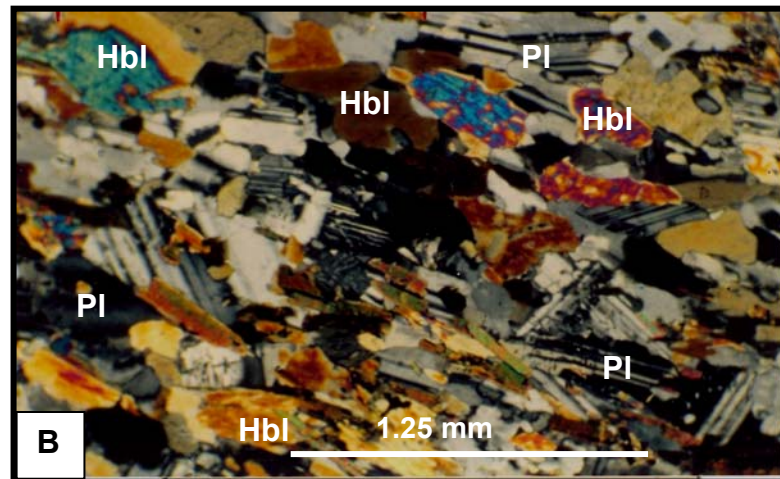
La biotita y la hornblenda están orientadas preferentemente, forman listones que rodean al cuarzo, la plagioclasa y el feldespato potásico, para definir estructuras de ojos, resaltar la foliación y conformar la textura gnéisica.

Los porfidoblastos de plagioclasa y cuarzo tienden a ser xenoblásticos y por lo general están alargados. La plagioclasa presenta abundantes inclusiones para definir textura poikiloblástica.

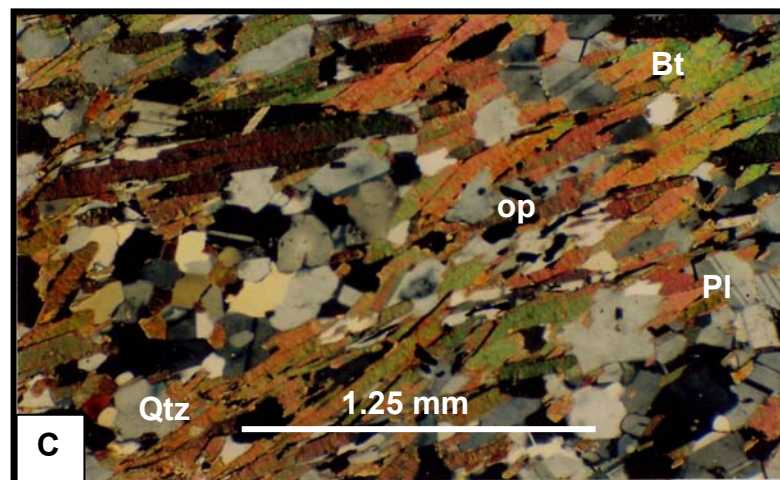
Asociado con biotita y hornblenda, se presenta material cuarzo-feldespático de grano fino, que en ocasiones está incluido en la plagioclasa (figura 3.28A).



APZ-5



ALP-904 A



ALP-904

Figura 3.28.- Fotomicrografías del gneis anfibolítico La Palma. A.- Presencia de foliación, compuesta por Hbl+Bt+Pl (de afinidad ígnea). B.- Presencia de foliación y abundancia de Pl+Hbl+Bt (localidad tipo). La muestra parece conservar su textura ígnea original. C.- Foliación marcada por Bt, Qtz y Pl.

Las características de la textura y la mineralogía indican que la roca corresponde a un metamorfismo regional de grado medio a alto dentro de la facies de anfibolita afectada posteriormente por un metamorfismo de contacto y la muestra se clasificó como gneis anfibolítico.

Las muestras ALP-904-A y ALP-904-B (figura 3.1) provienen del arroyo La Palma. La muestra ALP904-A está formada por cuarzo+plagioclasa+biotita+hornblenda y minerales opacos. La hornblenda es abundante, la plagioclasa presenta macla múltiple, es de forma xenoblástica, su composición varía de albita a oligoclasa, presenta extinción ondulante y el tamaño es menor a un milímetro. El cuarzo es abundante y presenta extinción ondulante.

La biotita es frecuente y forma listones que resaltan la foliación de la roca y está reaccionando para formar un mineral acicular (posiblemente sillimanita). La biotita y la hornblenda presentan oxidación y alteración a clorita. En la muestra los minerales opacos son frecuentes (figura 3.28B). Es una roca de grano fino a medio y es similar a la muestra APZ-5.

La muestra ALP-904-B es una roca de grano fino con buena foliación formada por biotita+hornblenda+plagioclasa+cuarzo y feldespato potásico.

La biotita es de grano fino, su orientación resalta la foliación de la roca, envuelve parcialmente a los porfiroblastos de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico de grano fino para formar estructuras de ojos de grano fino (figura 3.28C).

La plagioclasa es abundante, varía de xenoblástica a idioblástica (pero está rota), presenta macla múltiple, su composición es principalmente albita-oligoclasa y su tamaño es menor a un milímetro.

En la muestra también fue posible observar agregados de cuarzo+feldespato potásico+plagioclasa+biotita de grano medio y de textura ígnea (hipidiomórfica granular media), formando estructuras de ojos de 2 a 4 mm.

Es común la presencia de minerales accesorios idioblásticos con hábito prismático y secciones hexagonales (posiblemente apatito) con zircones incluidos en plagioclasa y biotita. Los minerales opacos presentes son de forma anedral, de grano fino y están resaltando la foliación. La abundancia de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico junto con la biotita, indican que la muestra es un gneis en facies de anfibolita.

3.2.1.A.3.- Unidad Calcosilicatos El Mezquite.- Las muestras estudiadas corresponden a las localidades AMZ-7, AMZ-8 y AMZ-9, del Arroyo El Mezquite (figuras 3.1 y 3.3).

Todas las muestras analizadas en lámina delgada presentan bandas de 1 a 4 mm de anchura, con granulometría gruesa a fina (4 a 2 mm), así como variación en la tonalidad de claro a rojizo. Con el fin de caracterizar los rasgos texturales y mineralógicos de las bandas que caracterizan a esta unidad a nivel afloramiento y en muestra de mano, se seleccionaron muestras representativas de cada una de ellas. Las fotomicrografías de la figura 3.29 ilustran algunas de las texturas encontradas.

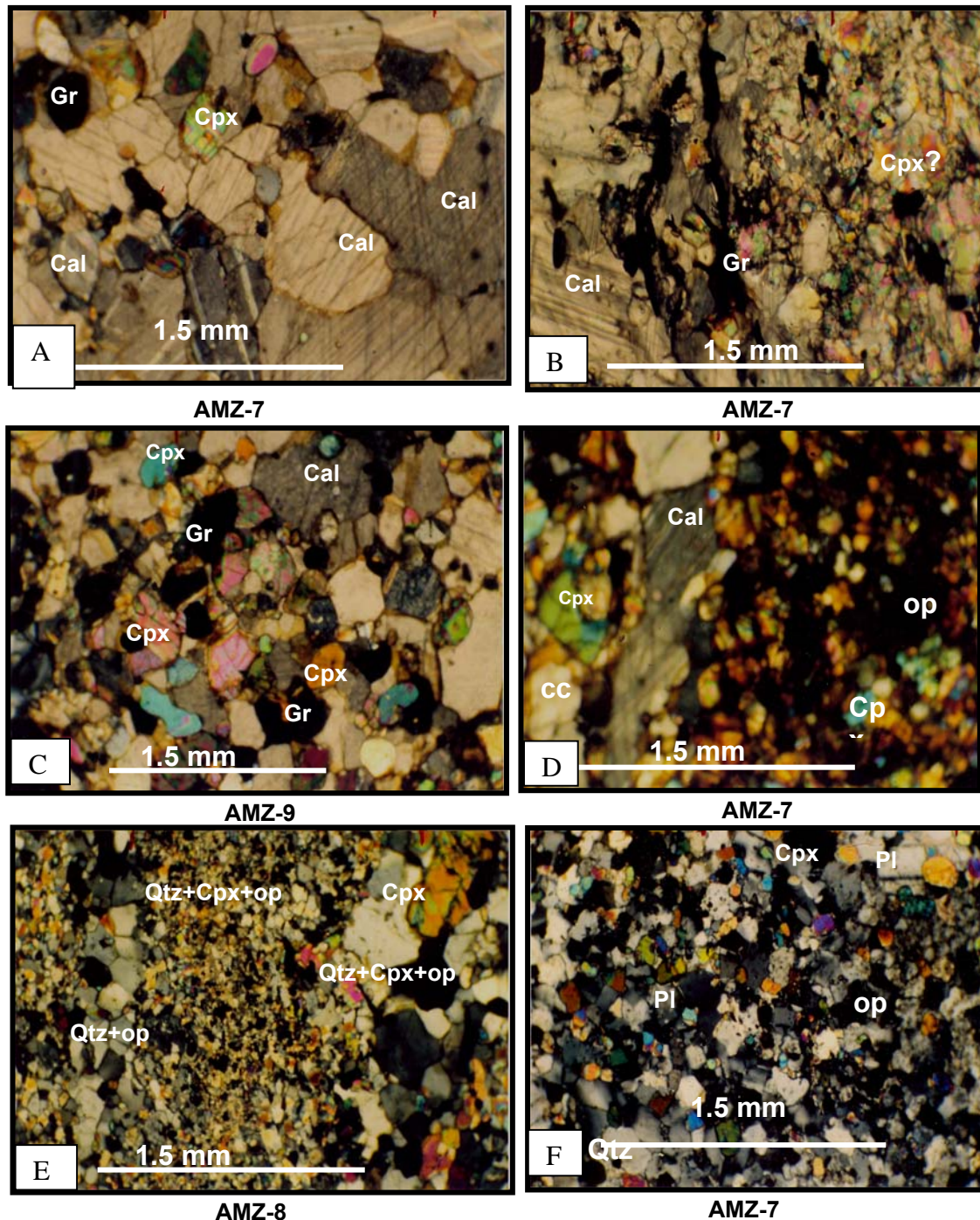


Figura 3.29.- Fotomicrografías de los calcosilicatos El Mezquite: A.- Bandas de grano grueso de Cal+Cpx+Gr, con textura granoblástica y foliación. B.- Contacto entre las bandas de grano grueso y grano fino. Las fases opacas están orientadas paralelas a la foliación y al contacto; la banda fina es un denso crecimiento de Cpx+sílice. C – Textura granoblástica fina formada por Cal+Cpx+Gr. D.- Contacto entre la banda de color claro gruesa con bandas color rojo oscuro; la ultima formada principalmente por minerales opacos (op)+ Cpx, con buena foliación. E.- Material terrígeno formando listones de Qtz y opacos (op) que definen una textura granoblástica; el material fino está compuesto por minerales opacos (op) y Cpx, las bandas más gruesas por Qtz+Cpx+opacos (op). F.- Textura granoblástica fina formada por la asociación de Qtz+Pl+Cpx+opacos (op).

Bandas claras.- En general, la mineralogía de las bandas claras es parecida entre sí: calcita+dolomita+clinopiroxeno±grafito. La diferencia radica en la granulometría y proporciones modales (calcita y piroxeno) así como en la presencia de oxidación y sílice en las bandas finas, mientras que las bandas oscuras tienen cuarzo+plagioclasa+piroxeno+minerales opacos.

Tanto las bandas de granulometría fina como gruesa tienen una orientación preferente que resalta la foliación; en ocasiones se observan porfiroblastos de calcita y piroxeno (diópsido) en material fino que define una textura porfiroblástica.

Las bandas de granulometría gruesa de esta unidad (muestra AMZ-7) presentan textura granoblástica (figura 3.29A) y están formadas por: calcita+dolomita+clinopiroxeno+grafito.

La calcita tiende a ser xenoblástica con arreglos granoblásticos y presenta sus direcciones de clivaje así como las maclas típicas (maclas laminar) en dirección de la diagonal mayor; a diferencia de la dolomita que lo hace en la dirección menor del romboedro. El clinopiroxeno es xenoblástico, de grano fino y por lo general bordea los cristales de calcita; tiende a estar aislado, pero en ocasiones forma junto con el cuarzo y la plagioclasa agregados de grano fino.

El contacto entre las bandas de granulometría gruesa con la fina se caracteriza por la presencia de minerales opacos y grafito en los intersticios de la calcita (posiblemente disolución por presión) (figura 3.29B de las muestras AMZ-7 y AMZ-9).

Las bandas con granulometría fina a media de la muestra AMZ-7 y AMZ-9, ilustradas en la figura 3.29C, están formadas por calcita+dolomita+piroxeno+grafito. El piroxeno es de grano fino, está orientado y tiende a formar listones y rosarios burdamente paralelos a la orientación de la calcita. Lo anterior resalta de manera notable la foliación y las bandas presentes en la roca. También los minerales opacos y el grafito presentan orientación preferente.

Las bandas de grano grueso y fino tienen tonos rojizos a grises respectivamente, pero presentan la misma composición y el cambio de color obedece a la presencia de minerales en proceso de oxidación (figura 3.29-D, corresponde a la muestra AMZ-7).

Bandas oscuras.- la unidad de calcosilicatos El Mezquite se caracterizan por presentar foliación y bandeamiento así como variación en granulometría de fino a medio (entre 0.5 mm y 1 mm) y espesores de 1 a 4 mm. Sin embargo, ambas granulometrías presentan la misma composición que consiste de cuarzo+piroxeno+plagioclasa+minerales opacos. En estas bandas de granulometría fina la tonalidad rojiza es más evidente debido a la presencia y oxidación de minerales de fierro (figura 3.29E) (muestra AMZ-8).

La continuidad de los listones o bandas permite apreciar micropliegues y estructuras de ojos. El grafito tiende a concentrarse en los bordes entre las bandas. Ocasionalmente se observaron manchas oscuras formadas por concentraciones de minerales opacos y grafito (figura 3.29E).

En algunas bandas de granulometría media, en donde la textura es granoblástica, se aprecia como

los cristales de calcita y piroxeno están orientados y alargadas mostrando una buena foliación. Los piroxenos varían de idioblásticos a xenoblásticos y su tamaño es menor a un milímetro. Los minerales opacos y grafito presentan una orientación preferente que definen listones subparalelos ocasionalmente se observan granates.

Las rocas de la unidad El Mezquite son clasificadas como mármoles foliados, derivados de capas de roca calcáreas impuras, que intercalan con capas detríticas derivadas de una fuente ígnea. Posiblemente algo del material oscuro fueron diques o mantos máficos, que a consecuencia del metamorfismo regional de grado medio alcanzaron la facies de anfibolita.

3.2.1.B.-Petrografía del Litodema Metaígneo

3.2.1.B.1.-Ortogneis Boca de La Sierra.- Las características petrográficas de esta unidad fueron establecidas en función de las muestras colectadas en las localidades de los arroyos Boca de La Sierra, Agua Caliente, Portezuelo, El Mezquite, San Jorge, Sol de Mayo y La Palma (figuras 3.1 (como anexo) y 3.3).

Todas las muestras analizadas del ortogneis Boca de la Sierra son rocas con foliación marcada y en general son rocas de grano medio a grueso que presentan una textura gnéisica (muestra ALP-903-A; figura 3.30), presentando las siguientes asociaciones:

A.- Cuarzo+plagioclasa+ biotita +feldespato potásico

B.- Cuarzo+feldespato potásico+muscovita+biotita+granate

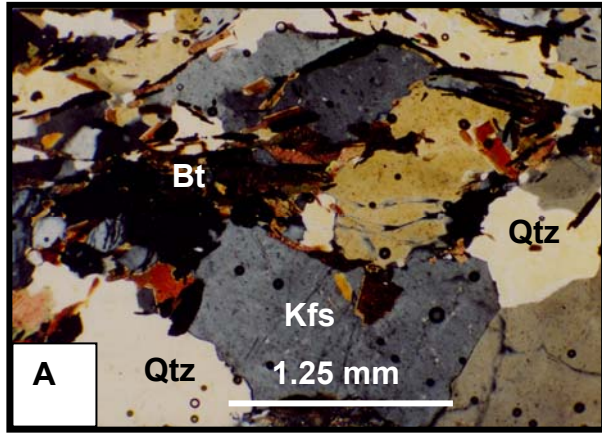
El cuarzo y feldespato potásico de estas rocas son xenoblásticos, tienen bordes irregulares, están elongados y en ocasiones aserrados y llegan a ser porfiroblastos asimétricos que definen estructuras de ojos paralelos a la foliación y listones discontinuos (figura 3.30A y B).

La plagioclasa es de grano medio, varía de forma idioblástica a xenoblástica, con orientación preferente que llega a formar ojos (augen). Se presentan maclas múltiples con composición de albita-andesina (figura 3.30E y F).

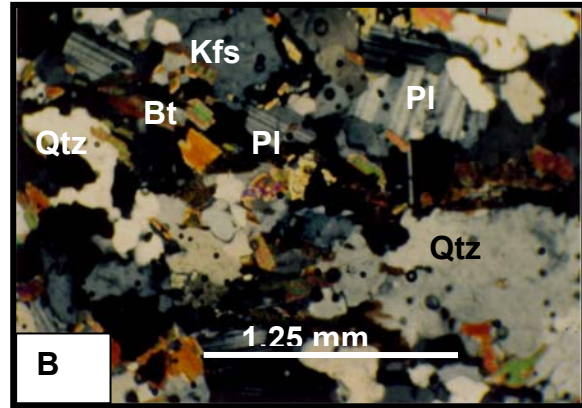
La biotita es abundante, está orientada y resalta la foliación de la roca. La muscovita está asociada tanto a la biotita como al feldespato potásico y se muestran una evidente reacción (figura 3.30C). El granate es idioblástico y está asociado con la muscovita (muestra ALP-903-A).

El feldespato potásico en algunas rocas es más abundante que la plagioclasa (muestras ALP-3, ALP-4 y ALP-903-A) pero en otras rocas sucede lo contrario (muestra ABS-15 y ASJ-933). Esto sugiere protolitos con diferentes litologías, una de afinidad granodiorítica (cuarzo, feldespato potásico, biotita, plagioclasa, granate) y la otra de afinidad tonalítica (cuarzo, plagioclasa, hornblenda, biotita) (figura 3.30). La asociación dada por cuarzo+feldespato potásico+muscovita+biotita+granate corresponde mas a un paragneis que a un ortogneis.

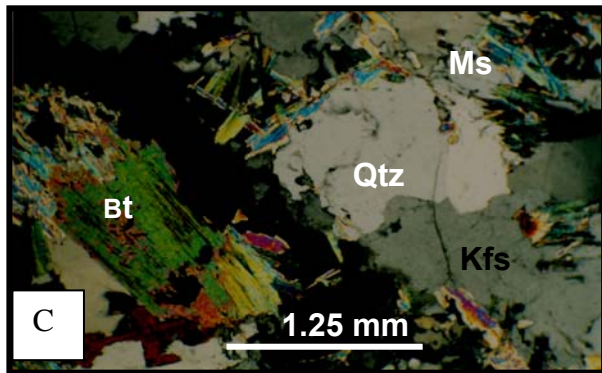
No todas las muestras presentan recristalización, pero cuando existe es incipiente (figura 3.30F). Las rocas analizadas en general tienen apariencia ígnea, con reacciones entre feldespato-muscovita.



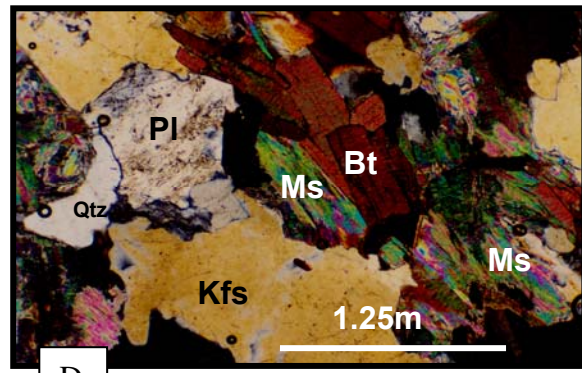
ALP-3 y 4



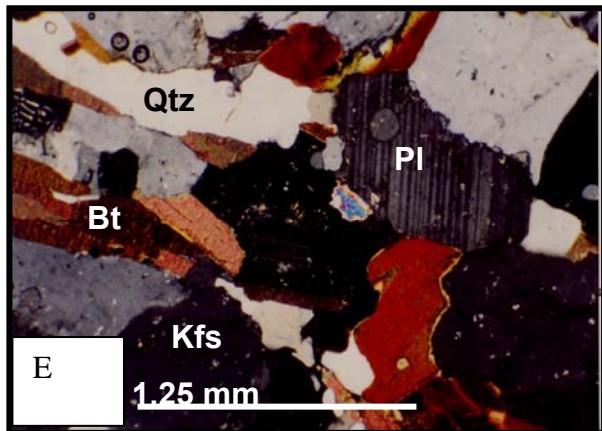
ALP-909



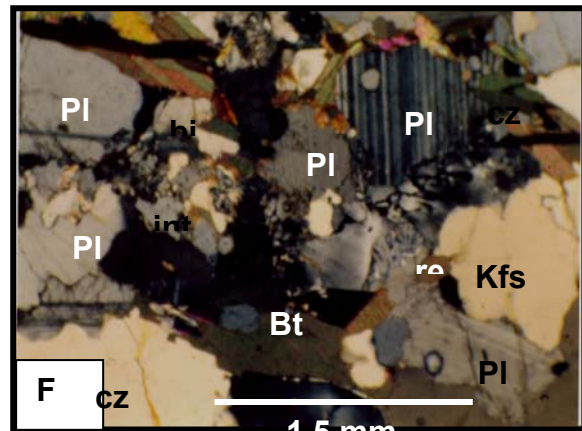
ALP-903-A



ALP-903 A(2)



ASJ 933



ABS-15

Figura 3.30.- Fotomicrografías de la Unidad Ortogneis (Ogn) Boca de la Sierra: A - Foliación marcada, con presencia de ojos formados por agregados de Qtz+Kfs+Bt. B.- Muestra ALP-909, de grano fino con PI (rota y maclada)+Kfs+Bt+Qtz, éste último con bordes aserrados. C.- Kfs+Bt+Ms+Qtz. Los cristales están rotos y orientados. D.- Presencia de Kfs+Qtz+Bt+Ms orientados evidenciando una buena foliación y evidencias de reacción. E.- Ortogneis (Ogn) de composición tonalítica con foliación incipiente, indicada por la orientación de la Bt. F.- Ortogneis con desarrollo de ojos (augen), principalmente del Kfs y la PI y una recrystalización incipiente.

Durante el trabajo de campo fueron colectadas varias muestras con granate de las unidades cartografiadas (contenidas en la tabla 3.1 y figuras 3.1 y 3.3). Además de la petrografía, fue posible hacer estudios químicos y de microsonda en los granates de la mayoría de las muestras colectadas (los resultados se presentan en el capítulo IV de geoquímica).

Las muestras de granate analizadas se agruparon conforme su posible protolito quedando las siguientes categorías: granates asociadas a un protolito cuarzo-feldespático (APZ-316, ALP-3 y ALP-4), granate de afinidad con un protolito calcáreo (ASL-10) y granate asociados a rocas de posible origen anatéctico o ígneo (ALP-906, 909, BLC-9, ABA-37 A, ABA-3).

En la figura 3.31, se presentan las fotografías de muestra de mano de las rocas con granates analizadas y la figura 3.32 muestra las fotomicrografías de algunas de las láminas delgadas analizadas.

Las características petrográficas de algunas de las rocas estudiadas (tabla 3.1 y figura 3.1) ya fueron descritas en esta sección de petrografía (APZ-316, APZ-315, ALP-3 y ALP-4) por lo que enseguida se describen las características de las rocas con granate (ASL-10, ALP-906, ALP-909, BLC-9, ABA-3, ABA-37-A) de manera complementaria.

La muestra ASL-10 fue colectada en el arroyo San Lázaro (ASL) y corresponde a un skarn de granate y wollastonita con afloramientos restringidos a la parte más alta del sistema montañoso. El granate (grosularia) de estas rocas es de color marrón a rojo con tamaños de un centímetro y forma porfidoblastos asociados a wollastonita y piroxeno (figura 3.31C).

La roca al microscopio presenta foliación y está formada principalmente por bandas de grano grueso y fino, las primeras formadas por calcita, clinopiroxeno (diópsido) (figura 3.32D); mientras que las bandas de grano fino presentan principalmente wollastonita y clinopiroxeno.

La calcita llega a estar orientada y en ocasiones esta deformada, con presencia de macla laminar en la dirección de la diagonal mayor. En los intersticios entre los cristales se presenta piroxeno y material granular (figura 3.32D). En ocasiones la calcita forma textura granoblástica cortada por vetillas de listones de material granular con presencia de piroxeno. En las bandas de material de grano fino, que cortan a los cristales de calcita, se reconoció plagioclasa y feldespato potásico.

Los granates son porfiroblastos de grano grueso (4 mm o más), con abundantes inclusiones orientadas, tienen continuidad dentro de los porfiroblastos de granates y son paralelas a la foliación indicando deformación sintectónica (figura 3.32D).

La roca se considero como un skarn de granate, producto de metamorfismo de contacto formado en condiciones de alta temperatura y baja presión, derivado de material calcáreo impuro.

Las muestras ALP-905, ALP-906 y ALP-909 corresponden a las rocas de la unidad Buenos Aires (arroyo La Palma). El granate (piropo) de las muestra es de grano medio, color rojo oscuro, forma dodecaedros y define fenocristales asociados al cuarzo y al feldespato (figura 3.31D y 3.31E).

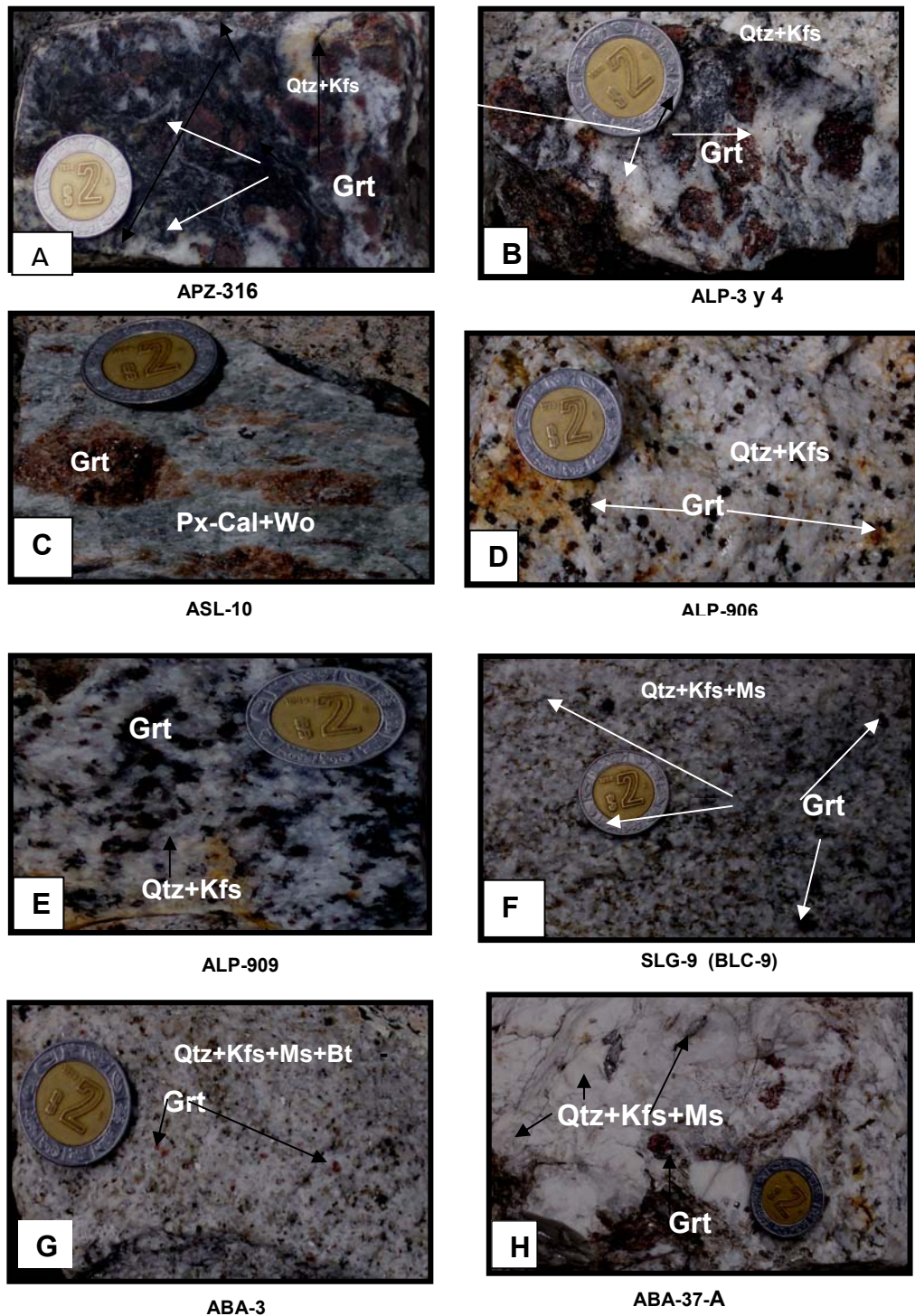


Figura 3.31 – Fotografías de las muestras de las rocas con Grt del área de estudio. A.- Unidad Portezuelo (arroyo Portezuelo). B.- Unidad Portezuelo (arroyo La Palma). C.- Skarn (arroyo San Lázaro). D y E.- Granito Buenos Aires (arroyo La Palma). F.- Unidad granito El Puerto (Sierra de La Gata) (muestra SLG-9). G.- Granito Buenos Aires (arroyo Buenos Aires). H.- Diques de pegmatita. Ver figuras 3.1 y 3.3 para la ubicación de las muestras, cuya clave esta indicada en el pie de la fotografía.

Las muestras analizadas con el microscopio se caracterizan por una textura hipidiomórfica granular de media a gruesa. La mineralogía de las rocas consiste de cuarzo+plagioclasa+feldespatos potásico+biotita+granate+accesorios (zircón y apatito) (ver figura 3.40F en petrografía de rocas ígneas y figura 3.32F). Estas rocas no presentan deformación, ni foliación, como la mayoría de las muestras con granate (muestras ALP-3 y 4, APZ-316, ASL-10).

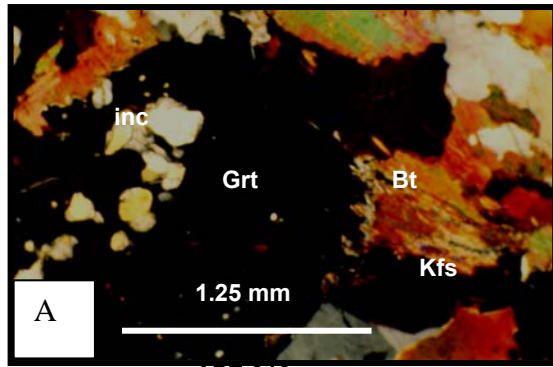
El granate varía de grano medio a fino (entre 1 a 2 mm) y es xenoblástico (figuras 3.32-F y 3.40F). Generalmente, en el contacto del granate con el cuarzo o el feldespato potásico se observa biotita y muscovita. En ocasiones el granate es envuelto por feldespato potásico o por la biotita, en otros casos el granate envuelve al cuarzo, pero sin reacción marcada como en las muestras APZ-316 y ALP-3 y ALP-4. El cuarzo y feldespato potásico tienden a ser anedrales de grano medio, con abundantes inclusiones, principalmente de zircones y apatito. La microclina presenta alteración (sericita) y su macla típica. La plagioclasa presenta macla múltiple, su composición varía de albita a oligoclasa con formas subedrales a euedrales. El feldespato potásico y el cuarzo son más abundantes que la plagioclasa y la biotita.

Llama la atención la presencia de minerales accesorios (zircón y apatito) que ocurren como inclusiones en la plagioclasa, en el feldespato potásico y en el granate, así como el tamaño y la forma de los cristales de plagioclasa y feldespato que no son euedrales. Las rocas ALP-905, ALP-906, ALP-909, se consideraron como un granito de origen anatéctico con granate.

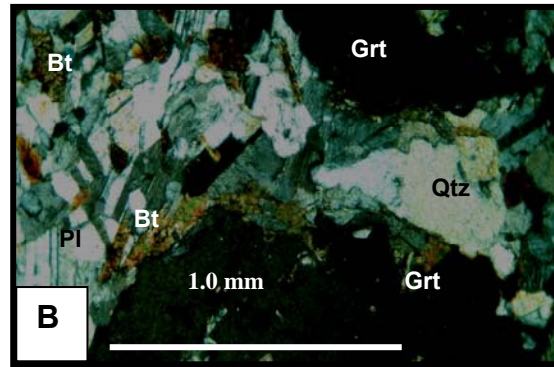
La muestra BLC-9 (SLG-9) corresponde a la unidad granito El Puerto y aflora en la Sierra La Gata (localidad del Puerto). Es una diatexita (migmatita en fase nebulítica) o granito anatéctico, formada por cuarzo, feldespato, biotita, muscovita, granate y con presencia de foliación. El granate (esperatita) es de grano fino a medio y forma dodecaedros, tiene color rojo y está asociado a muscovita, cuarzo y feldespato potásico (figura 3.31F). Es una roca con textura gnéssica con estructuras de ojos, formadas por cuarzo+feldespato potásico+muscovita+granate.

El cuarzo y feldespato potásico están elongados, formando buenas estructuras de ojos con colas de arrastre resaltados por la recristalización de material cuarzo-feldespático más fino que los rodea. La muscovita está asociada al cuarzo, feldespato potásico y granate (figura 3.32E). No se observó plagioclasa. La alteración a sericita de la roca es común, principalmente en los feldespatos.

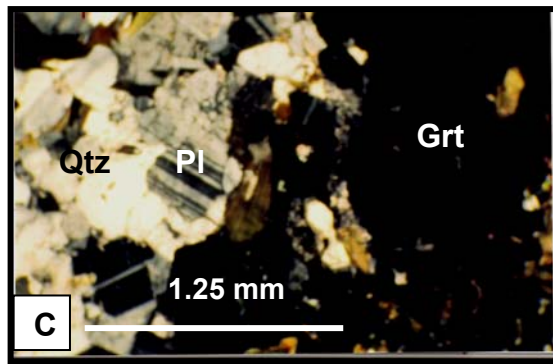
Las muestras con granate (ABA-3 y ABA-37) del arroyo Buenos Aires (Figuras 3.31G y H), fueron estudiadas también con microscopio de barrido en el Instituto de Geología de la UNAM. La muestra ABA-3 corresponde al intrusivo Buenos Aires que está asociado a las pegmatitas (figura 3.40D en sección de petrografía de rocas ígneas). El granate (esperartina) es de grano fino a medio, con forma dodecaédrica, con color rojo y se encuentra asociado con muscovita y feldespato potásico.



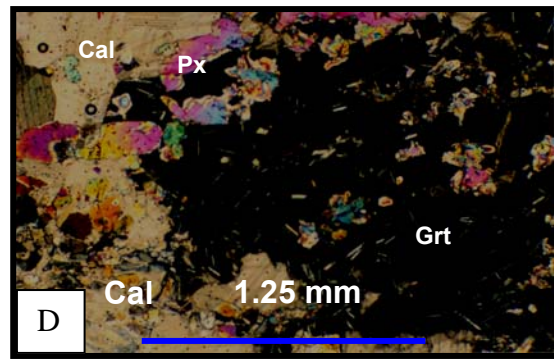
APZ-316



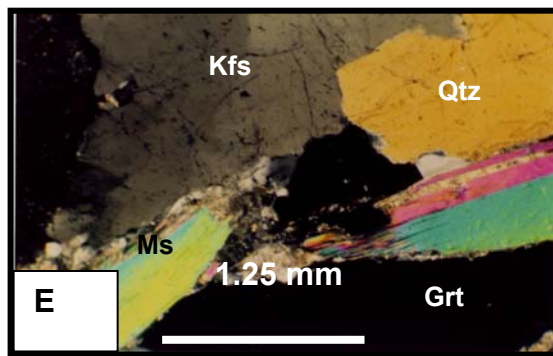
APZ-315



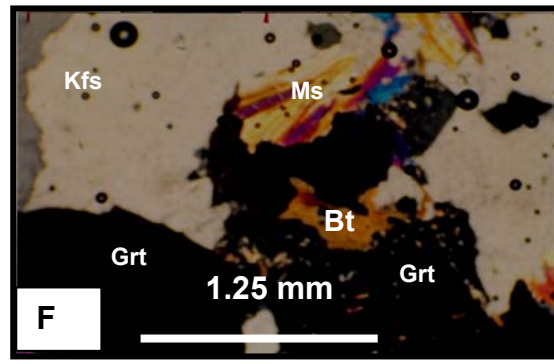
ALP-3-4



ASL-10



SLG.9



ALP-909

Figura 3.32: A.- Porfiroblasto de Grt con inclusiones (inc) de Kfs. El Grt está redondeado de Bt. B.- Porfiroblasto de Grt (idioblástico) en contacto con Bt y Pl. C.- Porfiroblastos de Grt de forma irregular en contacto con Pl+Qtz. D.- Porfiroblasto de Grt de forma xenoblástica en contacto con Px+Cal. Las inclusiones de Px cruzan el Grt y son paralelos a la foliación. Es notable la abundancia de microcristales dentro del Grt. E.- Cristales de Ms, Grt, Qtz, Kfs, de grano grueso con buena foliación. F.- Porfiroblastos de Grt en contacto con Bt+Ms, el Grt presenta inclusiones.

La muestra ABA-37-A proviene de los diques de pegmatita del arroyo Buenos Aires. Aquí el granate forma en ocasiones hilos delgados, es de grano fino a grueso, llega a medir un centímetro, es de color rojo, tiende a ser granular con inclusiones de cuarzo y está asociado al feldespato potásico y al cuarzo. Los diques presentan zonificación textural ya que varían de aplíticos a pegmatíticos y llegan a desarrollar bandeamiento.

3.2.2- Petrografía de las Rocas Plutónicas

3.2.2.A.- Clasificación Petrográfica de las Rocas Plutónicas

Los porcentajes modales obtenidos por conteo de puntos en algunas de las rocas plutónicas del área de estudio se presentan en la tabla 3.3. El contenido modal de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa de las rocas estudiadas fue graficado en el diagrama de Streckeisen (figura 3.33) Las muestras varían de cuarzodioritas, cuarzomonzodioritas, granodioritas a granitos (sienogranitos y monzogranitos). En la población estudiada dominan la granodiorita y el granito.

El porcentaje de los tres componentes principales de las rocas (cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico) y la abundancia de las rocas que los presentan por arroyos son mostrados en la figura 3.34. El porcentaje más alto del feldespato potásico está en dos rangos. Uno entre 20 % y 30% corresponde a las rocas de composición granodiorítica, que afloran en los arroyos Buenos Aires, La Palma y San Dionisio. El otro rango de feldespato potásico es entre 60% a 80%, lo cual corresponde a las rocas de composición granítica (figura 3. 34A).

La grafica B de la figura 3.34 refleja dos poblaciones para la abundancia de la plagioclasa; una entre 15% y 35 % con mayor frecuencia en las rocas graníticas y granodioríticas de los arroyos Buenos Aires y La Palma. Las rocas de los arroyos San Dionisio y la región de Cabo Pulmo también presentan dicho porcentaje pero con menor frecuencia. La otra población con un porcentaje de plagioclasa entre 70% y 80% es más frecuente en las rocas de composición cuarzodiorítica a granodiorítica de los arroyos San Dionisio, Buenos Aires y La Palma.

La grafica C de la figura 3.34 refleja que el porcentaje de cuarzo entre 20% y 30% es más frecuente en los granitos y granodioritas de los arroyos La Palma y Buenos Aires, mientras que el porcentaje de 30% - 35% se presenta en los granitos de los arroyos Buenos Aires y San Dionisio.

En la figura 3.34D, se observa que el porcentaje de biotita está entre 5% y 20%; sin embargo, el porcentaje entre 10% a 15% es el de mayor frecuencia y corresponde a las rocas de los arroyos Buenos Aires y en menor frecuencia las rocas de los arroyos La Palma y San Dionisio.

La hornblenda presenta en general porcentajes menores a 10%, pero hay rocas con porcentajes de 20% y hasta 30 % (figura 3.34E) en los arroyos Buenos Aires, El Mezquite y San Dionisio. El porcentaje de la biotita y la hornblenda (figura 3.34F) es menor del 25 % con la excepción

Tabla 3.3.- Porcentaje modal de los minerales en las rocas del área de estudio con conteo de Qtz = cuarzo; Kfs= feldespato potásico Bt= biotita, Hbl = hornblenda, %= porcentaje modal, Alt= alteración. Los minerales accesorios (Acc.) son principalmente: zircón, esfena y óxidos de hierro. I= intrusivo, Diq=dique, Ogn= ortogneis.

Clave muestra	Unidad litológica	Nombre según Streckeisen	Qtz %	Kfs %	Pl %	Bt %	Hbl %	Acc. %	Alt	total
ABA-1	I.Matancitas	Cuarzomonzodiorita	23	10	55	8	2	2		100
ABA-3	I. Buenos Aires	Granito	35	45	14	3	0	3		100
ABA-12	Diq Mata Gorda	Cuarzomonzodiorita	15	10	60	10	5	0		100
ABA-15	I. Los Llanitos	Cuarzomonzodiorita	15	9	52	16	5	3		100
ABA-18-B	I. Buenos Aires fino	Granito	28	43	18	10	0	1		99
ABA-18 (A)**	Diq El Álamo	Granito	33	45	18	2	0	2		100
ABA18	I. Buenos Aires	Granito	30	38	20	9	1	2	sericita	100
ABA-18-C	I. Los Llanitos	Cuarzomonzonita -	20	40	20	12	6	2	0	100
ABA-37B	I. Buenos Aires (fino)	Granito	29	45	17	7	0	2		100
ABA-37-B4	I. Buenos Aires (fino)	Granito	30	45	20	4	1	0		100
ABA37-C	I. Matancitas	Granito - Cuarzomonzonita	23	35	30	8	2	2		100
ABA37-C4	I. Matancitas	Granito- Cuarzomonzonita	25	25	40	9	1	0		100
ABA-927-A	Diq Mata Gorda	Cuarzomonzodiorita	10	18	40	8	4	20		100
ABA-927B	I. La Palma	Granito- Cuarzomonzonita	20	28	34	12	4	2		100
ABA-928	I. La Palma	Cuarzomonzodiorita- granodiorita	20	19	40	15	3	3		100
ASD-15-16	I.Virgencita	Cuarzomonzodiorita	5	5	14	42	32	2		100
ASD-18	I. Virgencita	Cuarzomonzonita	30	35	23	8	4	0		100
ASD-18-B	I. Virgencita	Cuarzomonzodiorita	20	17	48	12	1	2		100
ASD-33	Diq. El Álamo	Granito	25	20	40	14	0	1		100
ASD-33A	I. Virgencita	Cuarzomonzodiorita	20	10	45	14	8	3		100
ASD-33-b	Diq. El Álamo	Granito	35	40	20	5	0	0		100
ASD-33-B-2	Diq El Álamo	Granito	30	50	13	5	0	2		100
ASD-38	I. Matancitas	Cuarzomonzodiorita	20	10	54	15	0	1		100
ABS-30	Diq. Boca de La Sierra	Cuarzomonzodiorita	5	15	48		15	17		100
ABS-31	I. Los Llanitos	Cuarzodiorita	10	5	56	6	21	2		100
AMZ-7-b	Diorita (xenolito)	Cuarzodiorita	10	3	43	12	30	2	clorita	100
AMZ-R-7	I. Matancitas	Granito -Cuarzomonzonita	22	15	40	20	0	3		100
ALP-1	I. Matancitas	Cuarzomonzodiorita -granodiorita	25	10	45	10	6	4	clorita, sericita	100
ALP-333	I. Matancitas	Cuarzomonzodiorita -granodiorita	23	20	45	8	2	2		100
ALP-330	I. Matancitas	Cuarzomonzodiorita- granodiorita	22	40	29	6	0	3		100
ALP-903	I. Matancitas	Cuarzomonzodiorita	25	14	44	12	4	1	sericita	100
ALP-903	I. Buenos Aires (fino)	Granito	30	43	16	10	0.5	2		100
ALP-903-A.1	Ogn Boca de La Sierra	Ortogneis granítico	25	35	25	12	0.16	3		100
ALP-903-A	Ogn Boca de La Sierra	Ortogneis granítico	23	38	22	15	0	2		100
ALP-903-A*	Ogn Boca de La Sierra	Ortogneis granítico	27	43	16	10	2	2	sericita	100
ALP-903-B	I. Buenos Aires	Ortogneis granítico	30	40	15	11	2	2	sericita	100
ALP-920	I. La Palma	Granito -Cuarzomonzonita	25	30	35	8	1	1		100
ALP-336	La Palma	Cuarzomonzonita - granodiorita	25	40	27	7	0	1	clorita, sericita	100
CP-34-2	Gr Cabo Pulmo	Granito	26	50	16	7	0	1	clorita sericita	100
CP-35A (3)	Diq porfídico Cabo Pulmo	Granito	30	33	25	7	4	1	sericita	100
CP-35-B	Diq afaníticos Cabo Pulmo	Cuarzomonzonita	10	23	14	5	0	48		100
CP-40	Diq porfídico Cabo Pulmo	Cuarzomonzonita	22	30	40	5	3	0	clorita, sericita	100

Clasificación y nomenclatura de rocas plutónicas de acuerdo al contenido mineral (modal)
Streckeisen (1976)



Figura 3.33.- Clasificación de las rocas plutónicas del área de estudio de acuerdo al contenido mineral (modal) considerando el criterio de Streckeisen (1976).

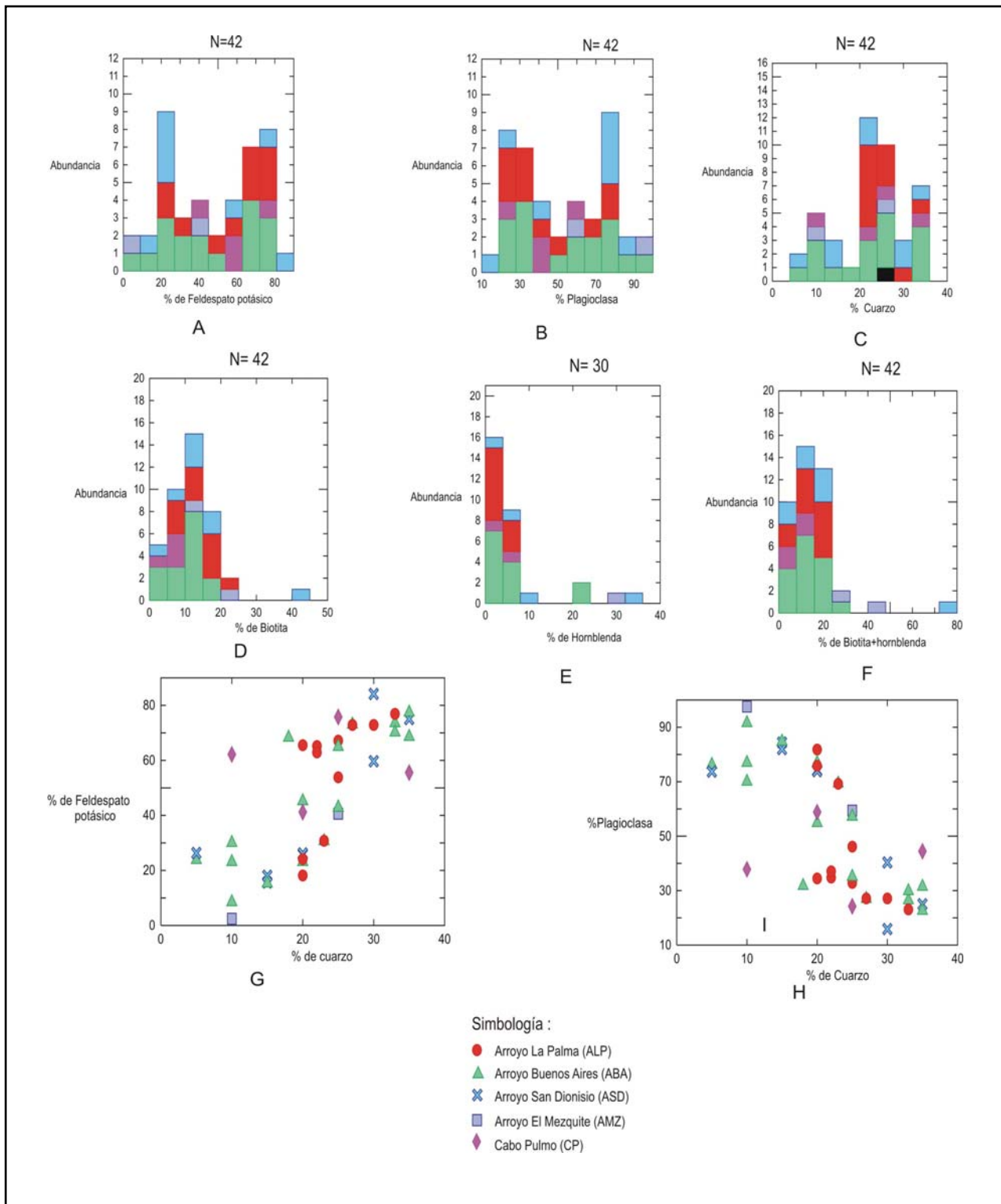


Figura 3.34.- Abundancias de los principales componentes minerales de las rocas plutónicas del área de estudio.

de algunas muestras del arroyo El Mezquite. Las rocas que más los presentan son las de los arroyos Buenos Aires, La Palma y San Dionisio con porcentajes más frecuentes entre 10 y 20%.

Las relaciones de porcentajes entre el feldespato potásico y la plagioclasa en relación con el cuarzo son presentadas en las figuras 3.34G y H. En la relación de feldespato potásico contra cuarzo (figura 3.34G) existe una marcada dispersión pero con una pendiente positiva (a mayor cuarzo más feldespato potásico). Las muestras con relaciones más altas son de las rocas de los arroyos La Palma, Buenos Aires y San Dionisio.

La relación de plagioclasa contra cuarzo (figura 3.34H) es inversa respecto a la relación de cuarzo vs. feldespato potásico, con una dispersión notable. Sin embargo, se aprecia que a mayor contenido de cuarzo el porcentaje de plagioclasa disminuye (define una pendiente negativa); las relaciones más altas corresponden a las muestras de los enclaves máficos, diques diabásicos Agua Caliente y diques porfídicos Mata Gorda. Las relaciones con menor contenido de plagioclasa pero mayor porcentaje de cuarzo son las rocas de los arroyos La Palma, Buenos Aires y San Dionisio.

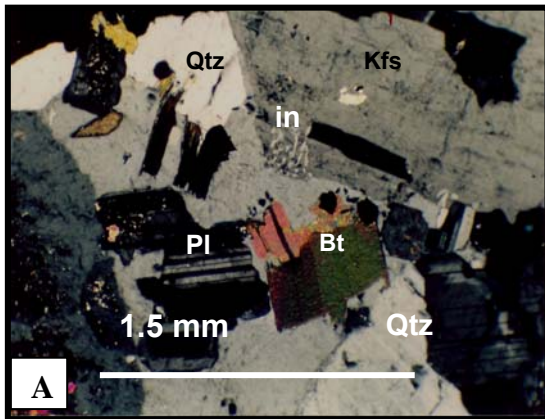
3.2.2.B.-Texturas.- Las muestras analizadas del ensamble plutónico del área de estudio son ilustradas en las figuras 3.35 a la 3.40. La figura 3.35 corresponde a fotomicrografías de algunos intrusivos. Todas son rocas holocristalinas que presentan texturas alotriomórficas, hipidiomórficas y panidiomórficas de grano fino a grueso (1 y 4 mm) (figura 3.36). Las rocas con textura alotriomórfica son frecuentes en el intrusivo Buenos Aires (ABA-18B y ABA-3; figura 3.36A y B). Las rocas con textura hipidiomórfica granular media de 1.5 mm son las más abundantes y se presentan en los intrusivos Virgencita (ASD-18), Matancita (ALP-330) (figura 3.36 C y D) y Buenos Aires.

Las rocas con textura hipidiomórfica granular gruesa corresponden a los diques El Álamo (ABA-18A, figura 3.35E). La textura panidiomórfica se observó solamente en las rocas de los intrusivos Matancita y Los Llanitos (muestras: ALP-333, ABA-15 respectivamente) (figura 3.36E y F). Las texturas porfídicas corresponden a los diques Mata Gorda (muestras ABA- 11 ABA-12, ABA-18 y ABA 927A) y también se observaron en las rocas del intrusivo Los Llanitos (muestra ABA-18C) y en los diques Agua Caliente y Boca de La Sierra (muestra ABS-30) (figura 3.37).

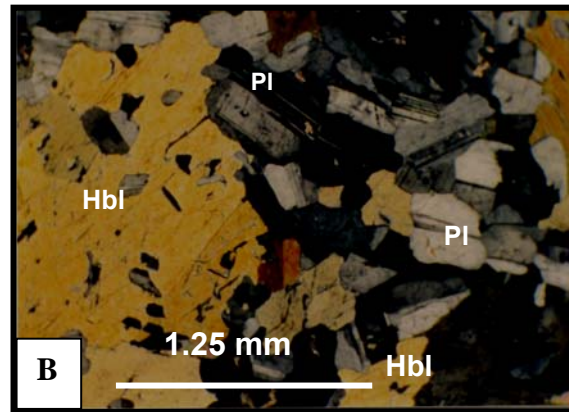
3.2.2.3.- Mineralogía.- Las asociaciones minerales más comunes de las rocas plutónicas del área de estudio son:

Cuarzo+plagioclasa+feldespato potásico+biotita+hornblenda (accesorios: zircón, esfena, minerales opacos) y corresponden a los intrusivos Matancita y Virgencita. La descripción y la mineralogía son referidas a las figuras 3.35 a la 3.40.

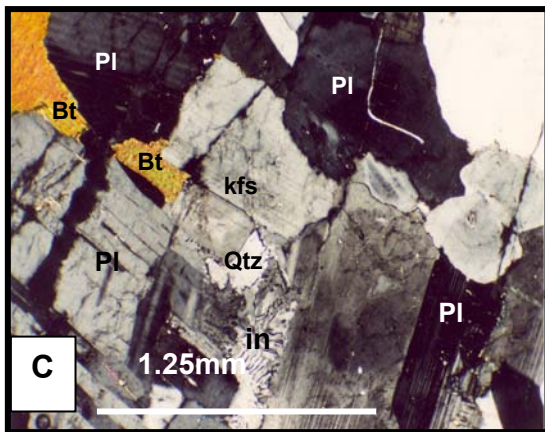
Las rocas del intrusivo Los Llanitos (ABA-18C, ABS-31, ABA-15) consisten de plagioclasa+hornblenda+biotita±zircón (accesorio) (figuras 3.35B y 3.36F).



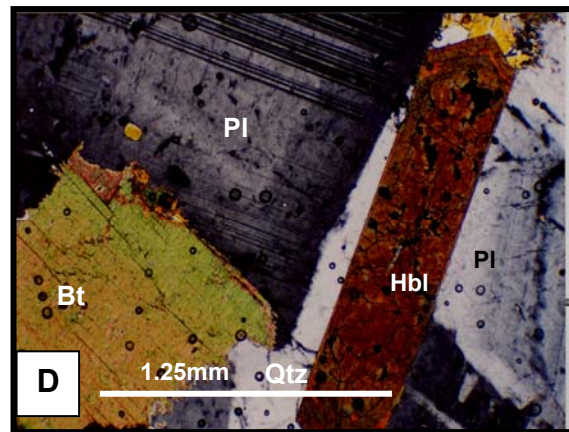
ASD-38 B



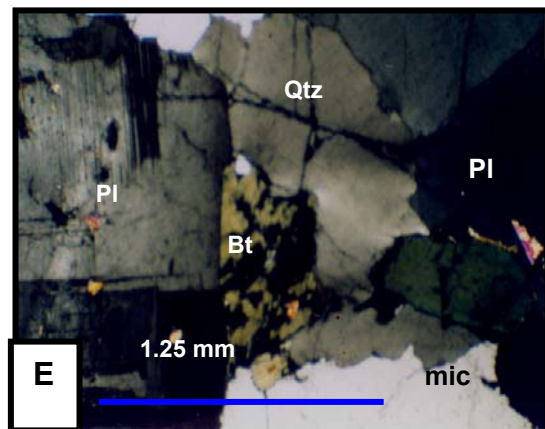
ABS-31



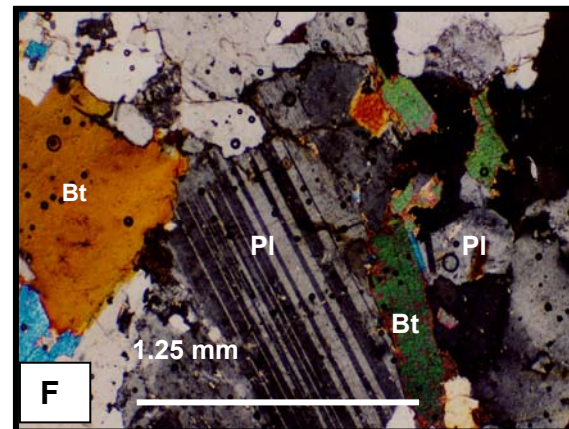
ABA-1



ASD-18

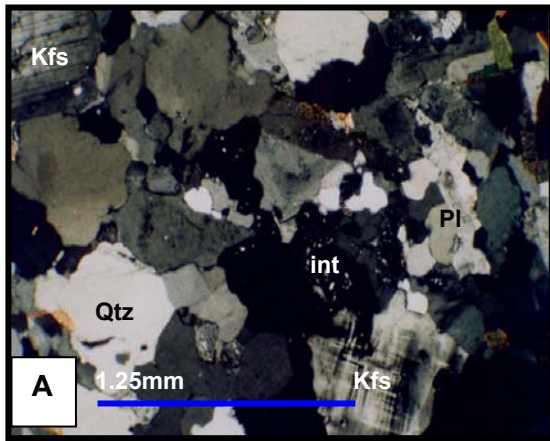


ABA-18 A

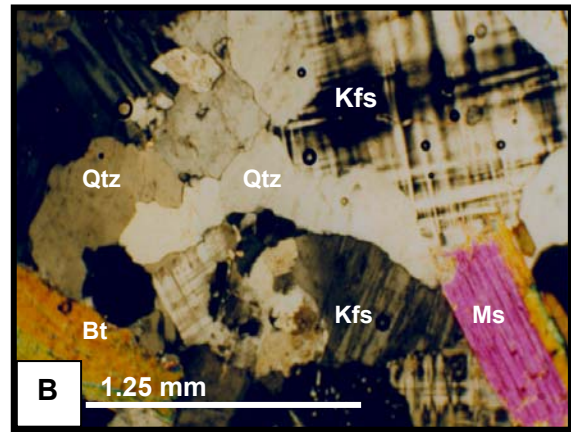


ALP-905

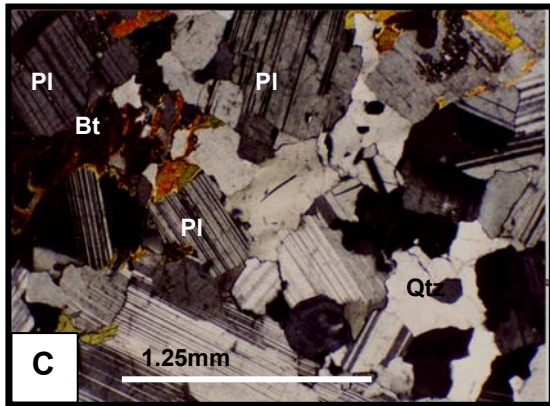
Figura 3.35.- Fotomicrografías de algunas muestras de los diferentes intrusivos (Int.) del área de estudio: A.- Int. La Palma. B.- Int. Los Llanitos. C.- Int. Matancita, D.- Int. Virgencita. E.- Diques El Álamo. F.- Int. Buenos Aires. Int= intrusivo.



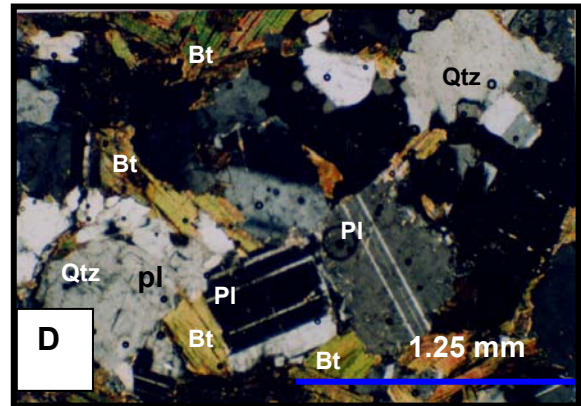
ABA-18 B



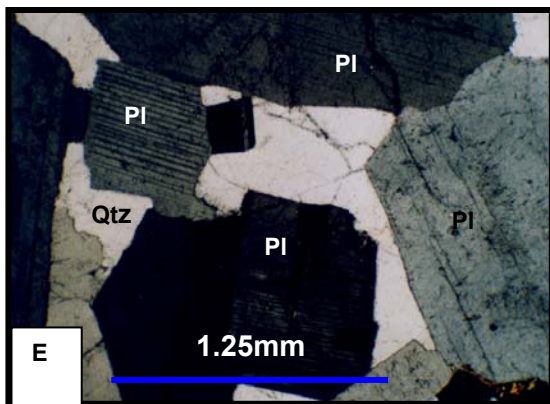
ABA-3



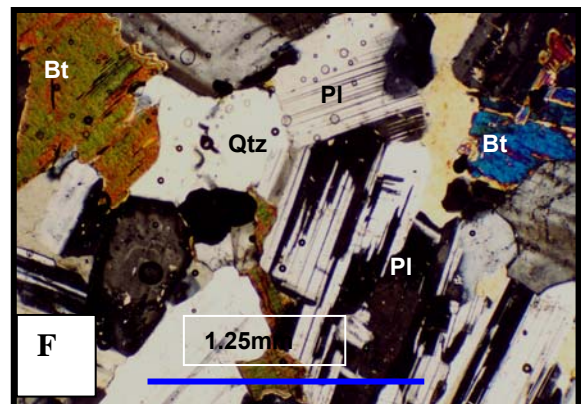
ASD-18



ALP-330



ALP-333



ABA-15

Figura 3.36.- Fotomicrográficas de algunas texturas presentes en las rocas plutónicas del área de estudio: A y B.- Texturas alotriomórficas granular medio. C y D.-Texturas hipidiomórficas. E y F.- Texturas panidiomórficas; int=intercrecimientos.

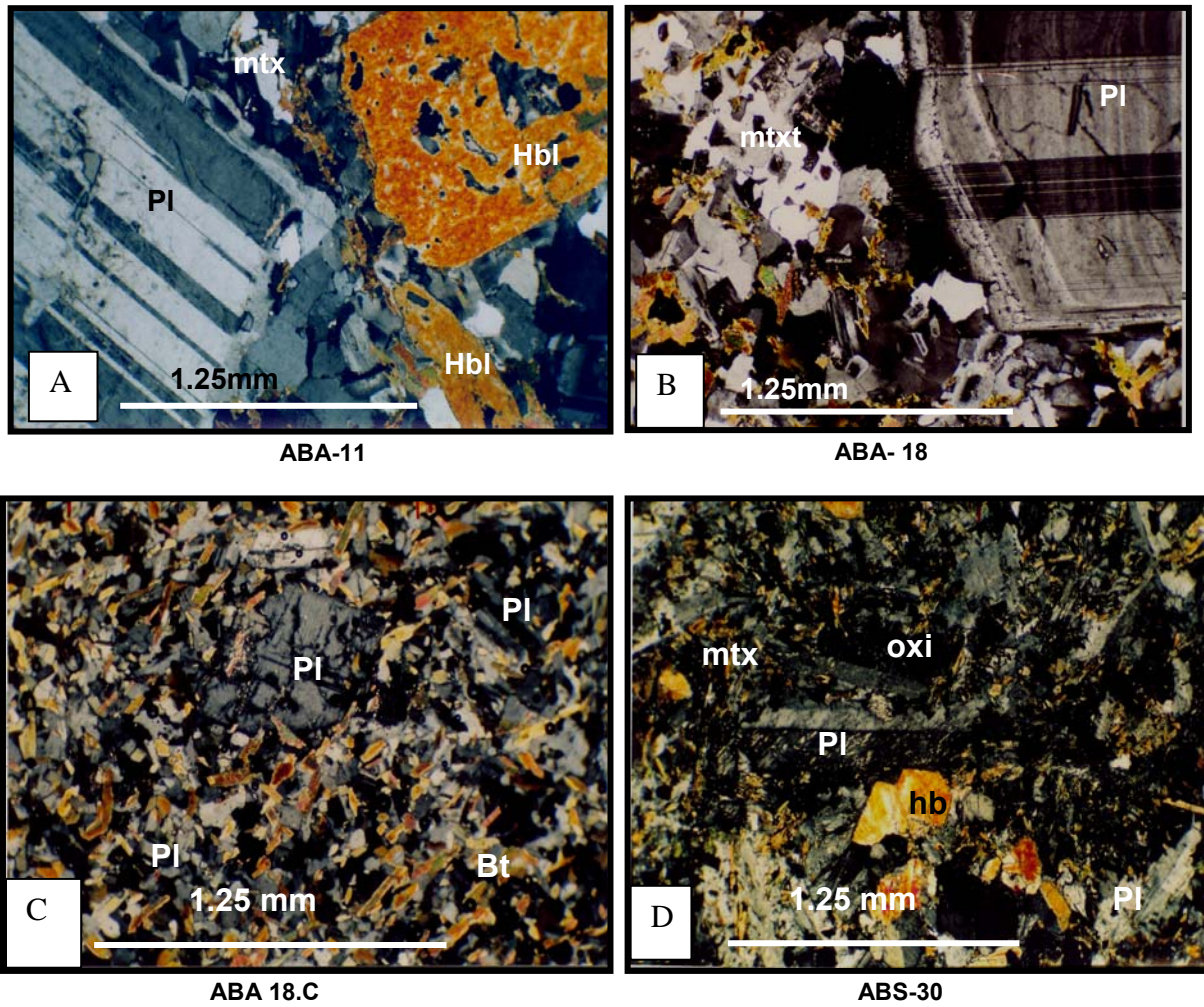
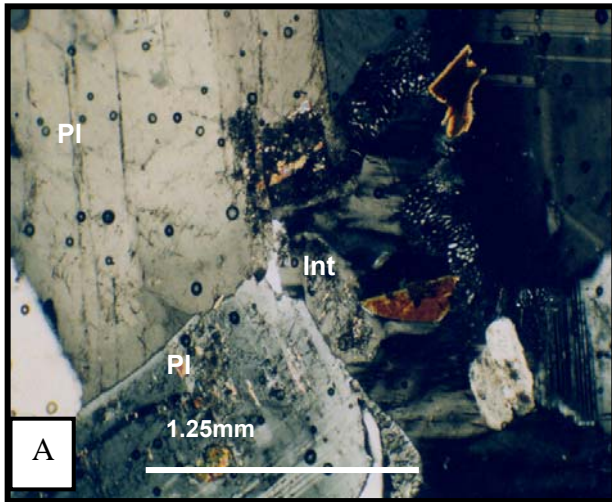
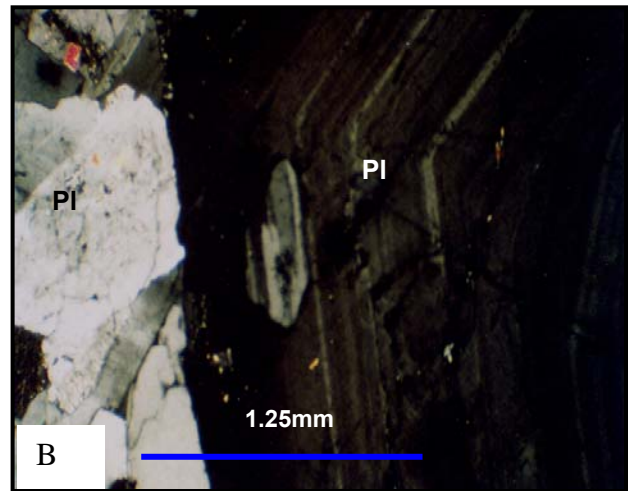


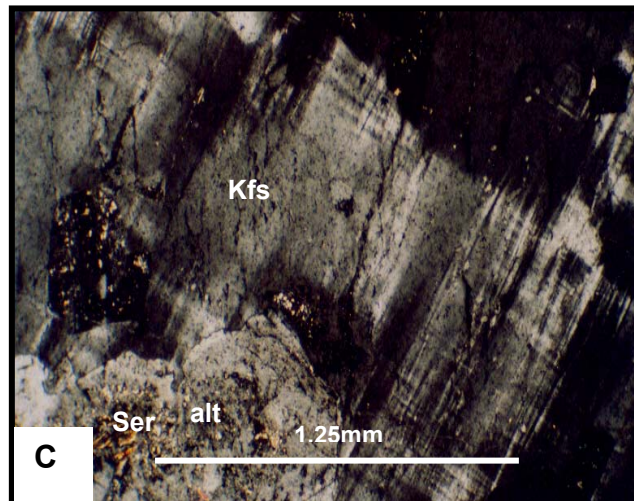
Figura 3.37.- A y B son texturas porfídicas de los diques Mata Gorda con fenocristales de Pl y Hbl en matriz (mtx). C y D.- Texturas microporfídicas en el intrusivo Los Llanitos y los diques Boca de La Sierra, respectivamente.



ABA-18A

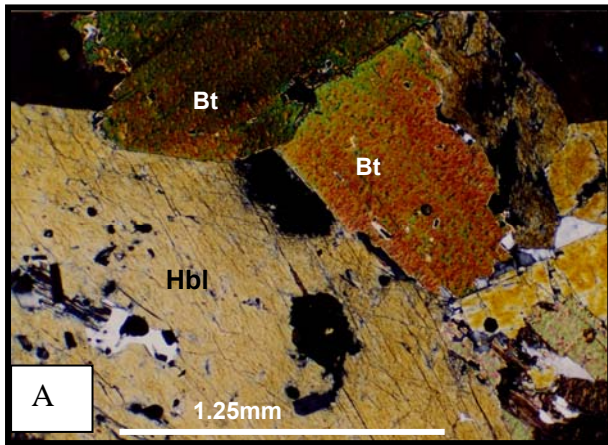


ABA-3

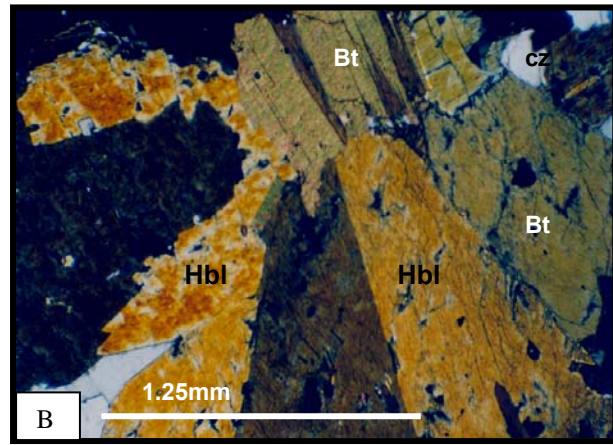


ASD-33

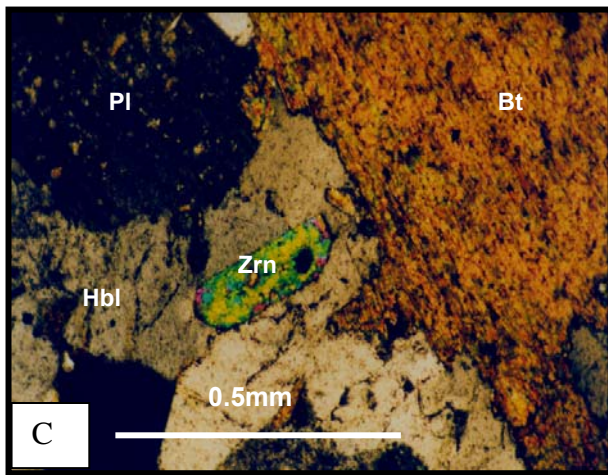
Figura 3.38: A y B.- Cristales de Pl y Kfs en los diques El Álamo; se pueden apreciar los intercrecimientos mirmequíticos (int) así como el zonamiento en la Pl y su alteración. B.- Cristal de Pl zonado en contacto con cristales de Pl (alterada) y Qtz. C.- Cristal maclado de microclina (Kfs) en contacto con un cristal de Pl alterado (alt) a sericita (Ser).



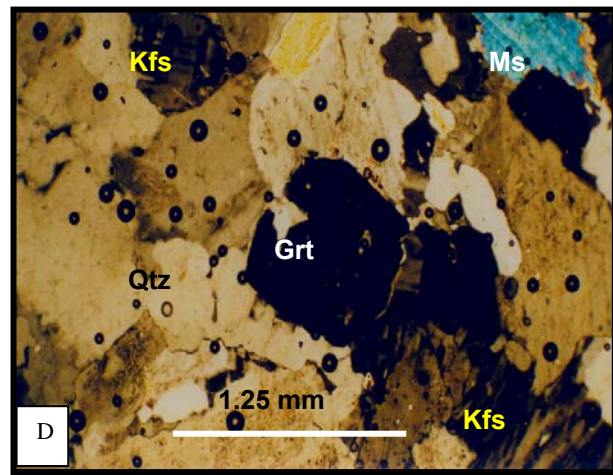
ASD-15-16



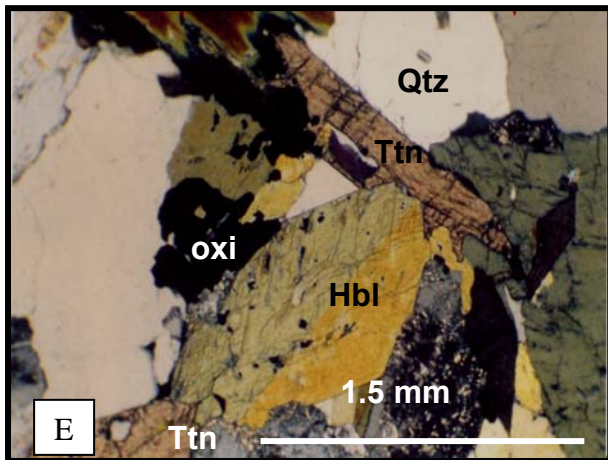
ASD-15-16



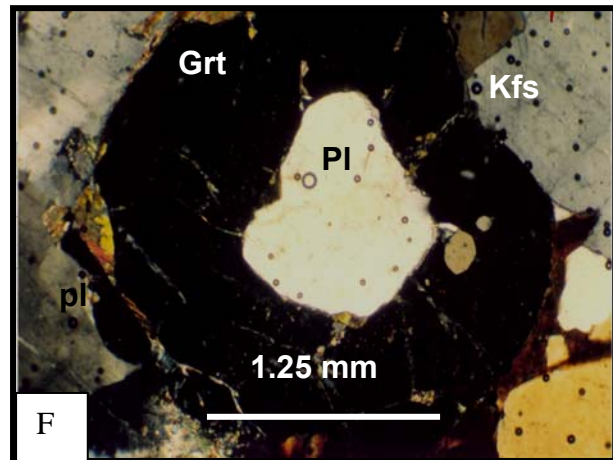
ASD-15-16



ABA-3

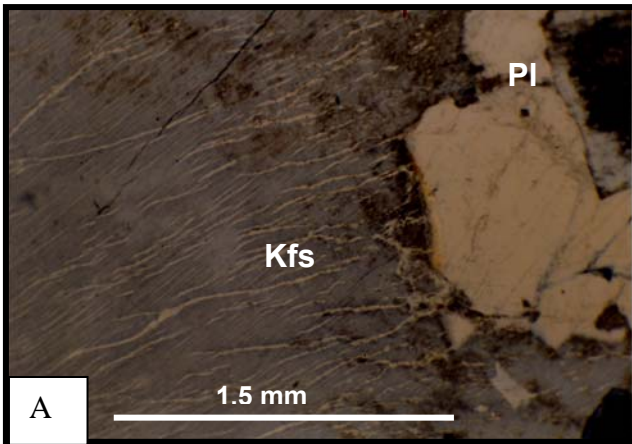


ASD-38.b

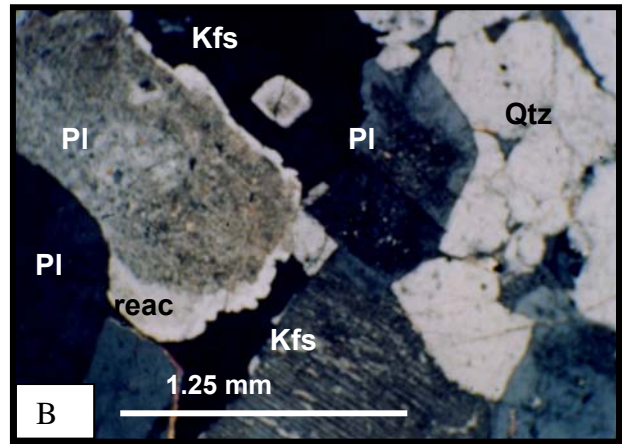


ALP-905

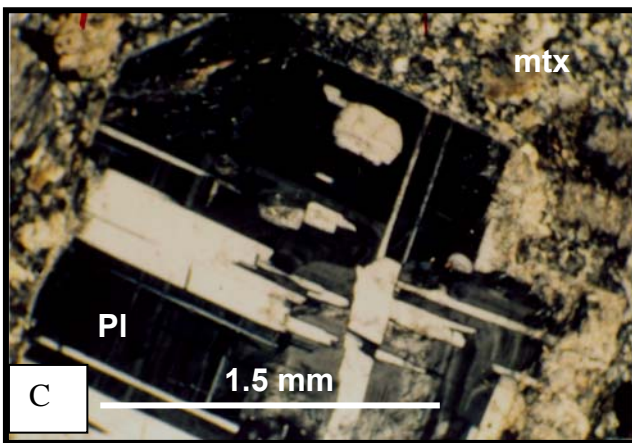
Figura 3.39.- Minerales característicos y accesorios. A y B -Cristales de Hbl y Bt en los segregados máficos del int. Virgencita. C.- Cristal de zircón (Zrn) en Bt. D.- Cristales de Grt y Ms en el int. Buenos Aires. E.- Cristales de Ttn con color rosa débil en el int. La Palma. F.- Cristal de Grt con un núcleo de de Pl (int = intrusivo).



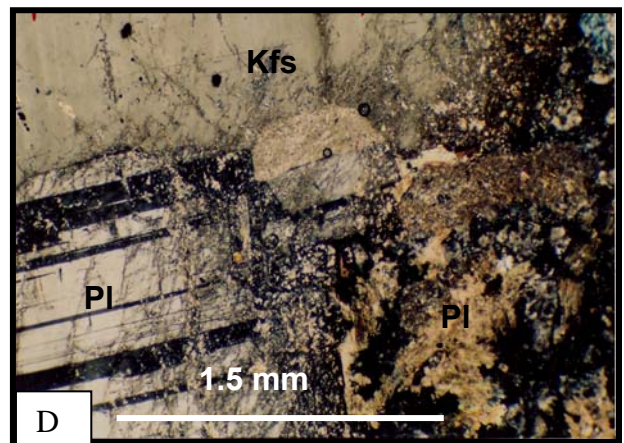
CP-34.2



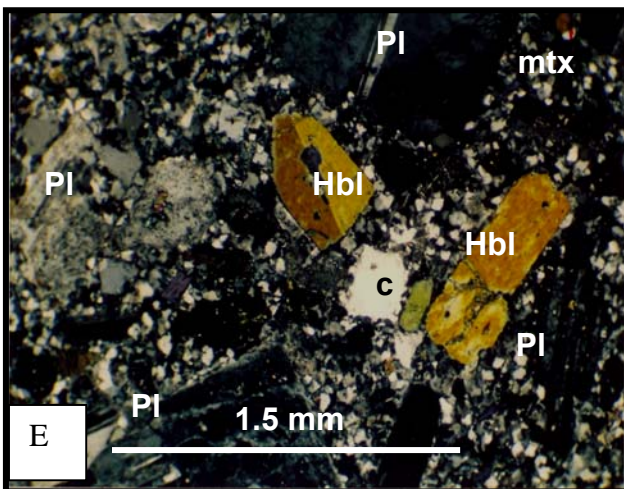
Cp-34-2



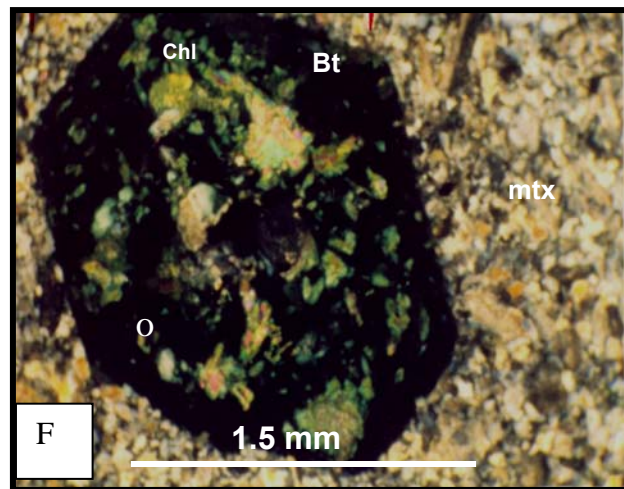
CP-39



CP-35-a



CP-40



CP-39.a

Figura 3.40.- Fotomicrografías de algunas texturas y mineralogía de las rocas de Cabo Pulmo. A y B evidencias de desmezcla en cristales de Kfs y Pl con sobrecrecimiento (reac). (B). C y D - Fenocristales de Pl, con macla compleja, en una matriz (mtx) (en D presenta sericita). E.- Fenocristales de Hbl y Pl en una matriz (mtx) formada por Qtz y Kfs. F.- Fenocristal seudomorfo de Bt, remplazado por minerales opacos (o) y clorita (Chl). El fenocristal mantiene su forma original.

En el intrusivo Buenos Aires (ABA-18B, ABA-3), la principal asociación mineralógica de las rocas estudiadas es:

Cuarzo+feldespatos potásico+plagioclasa+biotita+hornblenda+muscovita+granate (minerales opacos, zircón y esfena como accesorios) (figura 3.36A y B).

Los diques porfídicos Mata Gorda (ABA-11, ABA-12, ABA-927) se caracterizan por sus fenocristales de plagioclasa+hornblenda+feldespatos potásico+biotita+cuarzo (figura 3.37A) en una matriz holocristalina, formada principalmente por un denso crecimiento de feldespatos potásico+plagioclasa+cuarzo±biotita±hornblenda.

Los diques diabásicos Agua Caliente (muestra ABS-30) están compuestos por plagioclasa+hornblenda+biotita+feldespatos potásico+cuarzo (figura 3.37D).

El cuarzo en las rocas intrusivas del ensamble plutónico es anedral y su tamaño varía de fino (1.0 mm) a grueso (3 a 4 mm). Frecuentemente presenta intercrecimientos con el feldespatos potásico y la plagioclasa, definiendo arreglos mirmequíticos (formas de gusanos) e intercrecimientos felsosídicos de grano fino (menos 0.3 mm), observados en las rocas del intrusivo Buenos Aires (muestras ABA-18B, ABA-3, ALP-905) así como en los intrusivos Virgencita (muestra ASD-18) y Matancitas (ALP-330, ALP-333).

La plagioclasa es el mineral dominante en los intrusivos Matancitas (ABA-1), Virgencita (ASD-18), Los Llanitos (ABA-15 ABS-31) y es también común en las muestras de los intrusivos La Palma (ASD-38-B) y Buenos Aires (ABA 18-B, ABA-3). La plagioclasa es de forma subedral a eudral, con un tamaño de grano de 1 a 4 mm y presenta maclas simples, múltiples, combinada tipo albita-Carlsbad, macla de la Periclina y de Baveno. La composición varía de albita hasta andesina, pero principalmente es de albita-oligoclasa (La Palma: ASD-38-B) y oligoclasa (ALP-333, ALP-330, ASD-33, ASD-33-A, ASD-18). En el granito Buenos Aires del arroyo La Palma (ALP-903, ALP-905, ALP-909) su composición varía de albita a andesina.

La plagioclasa en las rocas del intrusivo Buenos Aires tiene una distribución bimodal (es de grano medio a fino), que indica dos eventos de cristalización (muestra ABA-18B). Uno corresponde a los fenocristales de plagioclasa, feldespatos potásico, cuarzo y biotita y el otro es de cuarzo, feldespatos potásico e intercrecimientos felsosídicos. En ocasiones es posible apreciar evidencias de sobrecrecimiento alrededor de los fenocristales (figura 3.36A).

En las rocas del intrusivo Buenos Aires, los cristales más pequeños presentan un arreglo alotriomórfico de grano fino, formando los intercrecimientos felsosídicos (ABA 18B) y rellenan los intersticios entre los fenocristales. Adicionalmente los cristales de plagioclasa por lo general están maclados y zonados, con extinción ondulante. Los núcleos de algunos cristales de plagioclasa están alterados a sericita y en ellos existe un dominio de la macla tipo albita. El tamaño de grano varía de fino a medio.

La presencia de sericita en el núcleo de la plagioclasa sugiere un zonado normal (ABA-18, figura 3.38C). Algunos cristales de plagioclasa presentan inclusiones de zircón y en ocasiones de biotita.

En los diques diabásicos Agua Caliente y Boca de La Sierra (ABS-30), la plagioclasa es el mineral dominante y presenta macla de contacto simple. Los cristales llegan a medir 2 a 3 mm y son de forma euedral a subedral. En estos minerales son notables las inclusiones de minerales opacos (figura 3.37D) que dan a la roca una textura poikilítica. En general, las rocas presentan microscópicamente un aspecto de mosaico que aparenta una textura porfídica, con cristales de plagioclasa aislados o sin continuidad, pero en realidad son cristales de 2 a 3 mm (figura 3.37D).

El feldespato potásico es un mineral abundante en las rocas más félsicas de los intrusivos La Palma (ADS-38-B), Buenos Aires (ABA-3, ABA-18B, ALP-905, ALP-903, ALP-906), El Álamo (ABA-18, ASD-33) y Virgencita (ASD-18), pero escaso en los intrusivos Matancita (ALP-330, ALP-1, ALP-333, ABA-1) y Los Llanitos (ABS-31, ABA-15).

En las rocas del intrusivo Buenos Aires (ABA-18B y ABA-3) y los diques El Álamo (muestras ABA-18A y ASD-33) el mineral dominante es el feldespato potásico (ortoclasa y microclina) con forma anedral. La microclina presenta su macla típica de enrejado. La ortoclasa es escasa como fenocristales de 2 a 3 mm de forma anedral. Los cristales menores a 2 mm son más abundantes y por lo general también son anedrales (figura 3.38A, B y C). En algunas rocas del intrusivo Matancita (muestras ALP 330 y ABA-1), el feldespato potásico (ortoclasa) tiene una distribución bimodal con fenocristales de > 1.5 mm y cristales en la matriz de menos < 1.5 mm. Los últimos son anedrales y tienden a formar un arreglo alotriomórfico granular fino.

Los intercrecimientos gráficos, felsosídicos de cuarzo y feldespato potásico son frecuentes y su tamaño es menor a 0.4 mm (figura 3.40A y B muestra ABA-18A). La microclina presenta intercrecimiento mirmequítico con el cuarzo. También fue posible apreciar sobrecrecimiento en cristales de feldespato potásico.

La hornblenda en el intrusivo Matancita (muestras ALP-1, ALP 330, ABA-1) es menos abundante que la biotita. Los cristales de hornblenda son subedrales y anedrales, el tamaño del grano es de 2.0 mm con algunas inclusiones de minerales opacos. Los cristales de hornblenda presentan macla de contacto y con poca alteración (clorita).

Los segregados y bandeamiento con presencia de minerales máficos son comunes en el intrusivo Virgencita (muestra ASD-15-16). En el microscopio los segregados son de grano grueso, la composición es biotita+hornblenda+accesorios (esfena y zircón). Los cristales tienden a ser de forma euedral a subedral, la hornblenda está maclada, su forma es euedral, el tamaño de grano es de 2.0 a 3.0 mm y se observan abundantes inclusiones de minerales opacos (figura 3.39A, B y C). El cuarzo y el feldespato potásico son escasos.

La hornblenda en los diques Mata Gorda (ABA-11 figura 3.37A) se presenta con fenocristales euedrales, con tamaños de grano de 1.5 mm y algunos están maclados. Los cristales de hornblenda tienen inclusiones de minerales opacos, que en ocasiones remplazan la biotita y forman pseudomorfos. También fue posible ver núcleos de hornblenda con bordes de biotita.

En los diques Agua Caliente y Boca de la Sierra (ABS-30, figura 3.37D), el tamaño de los cristales de hornblenda es entre 1 y 3 mm y los cristales se pueden clasificar en dos categorías: una de 3 mm de longitud formando agregados; la otra corresponde a las formas prismáticas, irregulares y siempre asociados con los minerales opacos.

La biotita es un mineral característico en la mayoría de las rocas estudiadas. Su tamaño varía de 1.5 a 2.0 mm, tiene forma subedral, con algunas inclusiones de minerales opacos. En la biotita se aprecia la reacción con la hornblenda. La biotita en las rocas analizadas por lo general no presenta alteración y cuando la presenta es de clorita. En los diques El Álamo, la biotita es de 1.5 a 2 mm, forma agregados, rellena intersticios y contiene inclusiones de minerales opacos y zircón. En los diques Mata Gorda (ABA-11), la biotita aparece como fenocristales es de forma subedral y anedral y en general alterada a clorita y opacos (posiblemente la alteración causó biotita→clorita+opacos).

La muscovita es característico en el intrusivo Buenos Aires (ABA-3, ALP-905, ALP-906, ALP-909), en donde llega a formar agregados con cristales menores a 1.0 mm. Generalmente está asociada con el feldespato potásico (figuras 3.35F, 3.36B y 3.39D).

El granate es un mineral característico en las muestras ALP-903, ALP 905 ALP-906 y ALP-908, que corresponden a las rocas graníticas del arroyo La Palma y ABA-3 del intrusivo Buenos Aires. El tamaño de los cristales es de grano fino a medio, asociado con muscovita y con inclusiones de cuarzo y plagioclasa. En la muestra ABA-3, se observó fracturado con inclusiones de plagioclasa (figura 3.39D y F).

En las rocas del ensamble plutónico del área de estudio los minerales accesorios son la esfena y el zircón, ambos con habito euedral de grano fino a medio y están incluidos principalmente en la biotita (ASD-15-16, ASD-38B, figura 3.39C y E).

Los minerales opacos en las rocas del área de estudio presentan hábito rectangular a irregular, miden en promedio menos de 1.0 mm pero ocasionalmente llegan a alcanzar 1.5 mm y están incluidos en la plagioclasa, en la hornblenda y en la biotita también remplazan a la hornblenda a manera de pseudomorfos.

Las muestras analizadas de la región de Cabo Pulmo son rocas de textura hipidiomórfica granular gruesa, con cristales entre 1.2 mm a más de 3 mm (muestra CP-34-2). Pero también se

presentan texturas porfídicas en los diques en donde se colectaron las muestras CP-35-A, CP-39 y CP-40 (figura 3.40).

Las rocas del intrusivo Cabo Pulmo están formadas por:

Feldespatos potásico+plagioclasa+cuarzo+biotita+hornblenda+minerales opacos y minerales de alteración (clorita y sericita) (figura 3.40, muestra CP-34-2).

El feldespato potásico es principalmente microclina, con intercrecimientos peritéticos, con un tamaño de los cristales de 2.0 a 3.0 mm y con cristales de forma anedral a subedral; algunos minerales presentan macla, con alteración principalmente en las láminas peritéticas. La ortoclasa es el otro feldespato presente, tiene un tamaño de 2 mm, es de forma anedral y presenta poca sericita (figura 3.40A y B).

El cuarzo en las rocas de Cabo Pulmo tiene forma anedral y el tamaño de los cristales es entre 1.5 a 2.0 mm. La biotita tiene cristales menores de 1.5 mm, formas euedrales a subedrales y presenta clorita. Los minerales opacos están incluidos en la biotita pero son escasos (figura 3.40B).

En las rocas de Cabo Pulmo, la plagioclasa varía en forma de euedral a subedral, presenta maclas de albita, combinada albita-Carlsbad y de enrejado. La composición inferida es albita-oligoclasa. Los cristales de plagioclasa en general están alterados en un 50 % o más a sericita (figura 3.40C y D). Las rocas son clasificadas como un granito. Rocas semejantes a las descritas afloran a fuera del área de estudio entre San José del Cabo y Cabo San Lucas.

En la región de Cabo Pulmo se observan frecuentemente diques porfídicos (muestras CP-35A, CP-39, CP-40). Las rocas contienen un 55% de fenocristales de plagioclasa, biotita, hornblenda, cuarzo y feldespato potásico (figura 3.40C, D, E y F).

La plagioclasa tiende a ser de forma subedral a euedral con un tamaño entre 1.2 mm y más de 3 mm. El zonado está presente y muestra extinción ondulante así como maclas combinadas albita-Carlsbad y periclina-albita. Su composición está entre albita y oligoclasa (principalmente oligoclasa) y presenta fuerte alteración a sericita así como algunas inclusiones de zircón.

Los fenocristales de cuarzo y feldespato potásico son anedrales, pero su porcentaje es bajo y están subordinados a la plagioclasa. Los fenocristales de hornblenda varían de 1.0 a 1.5 mm, están maclados, son de forma euedral y tienen inclusiones de minerales opacos.

La biotita está presente como fenocristal, varía de subedral a anedral de 1.0 a 2 mm, alterada o remplazada por clorita y con inclusiones de minerales opacos. La matriz está compuesta principalmente por feldespato, cuarzo y plagioclasa.

Las rocas se clasificaron como porfidos tonalíticos y son semejantes en textura, mineralogía y ocurrencia a las rocas de la unidad diques Mata Gorda (Figura 3.37A, muestras ABA-11, ABA-12, ABA-927A) pero las muestras de Cabo Pulmo tienen más alteración hidrotermal (clorita y caolinización).

Rocas de ambiente subvolcánico en la región de Cabo Pulmo están representadas por la muestra CP-35-B. En el microscopio se observan fenocristales en porcentaje menor 30 % en una matriz cristalina, que constituye el 70%. La matriz está formada por un intercrecimiento principalmente de cuarzo-feldespatos potásicos y con poca plagioclasa en arreglos de vetilla (cristales menores a 1.0 mm) que flotan en una mesostasis. Los fenocristales de cuarzo y feldespato potásico son escasos (2.3%) y son de grano grueso. La plagioclasa llega a tener un porcentaje de 7.0 % mientras que la biotita y minerales opacos forman el 3.0%. En general la plagioclasa y biotita están remplazados por sericita y minerales opacos en un 90% a un 100 %. El feldespato potásico está menos alterado a sericita. El cuarzo es escaso como fenocristal pero abundante en la matriz. La fase cristalina que forma las vetillas aparentemente rodea la plagioclasa lo cual se confunde fácilmente con la mesostasis de la roca. Sin embargo rocas con estas características no afloran en el área de estudio.

3.3.- RASGOS ESTRUCTURALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

El tipo, la distribución y la asociación litológica de los rasgos estructurales en el área de estudio permitió agruparlos en dos grupos: A) - rasgos estructurales de las rocas del Complejo Metamórfico y B) - Los rasgos estructurales de las rocas del Ensamble Plutónico.

Los datos de los elementos estructurales reconocidos en el área de estudio están presentados en la figura 3.41, se graficaron con el uso del programa Geoplot (versión 1.2) y se ubican en el hemisferio inferior en la red de igual área (equiarial). A los datos lineales (ejes de pliegues, estrías, budines), se les asignó un plano perpendicular al trend para poder medir de manera estadística la tendencia del movimiento principal.

En las estructuras planares (foliación, planos de falla) de las rocas del área de estudio en las redes se proyectaron los polos de los planos, lo que permitió tener una visión más clara de las familias de arreglos o estructuras y su comportamiento.

En la figura 3.41, los datos son agrupados por arroyos y posteriormente fueron integrados en estereogramas generales por categorías (foliación, fallas etc) presentados en la figura 3.41.

3.3.1.- Rasgos Estructurales del Complejo Metamórfico

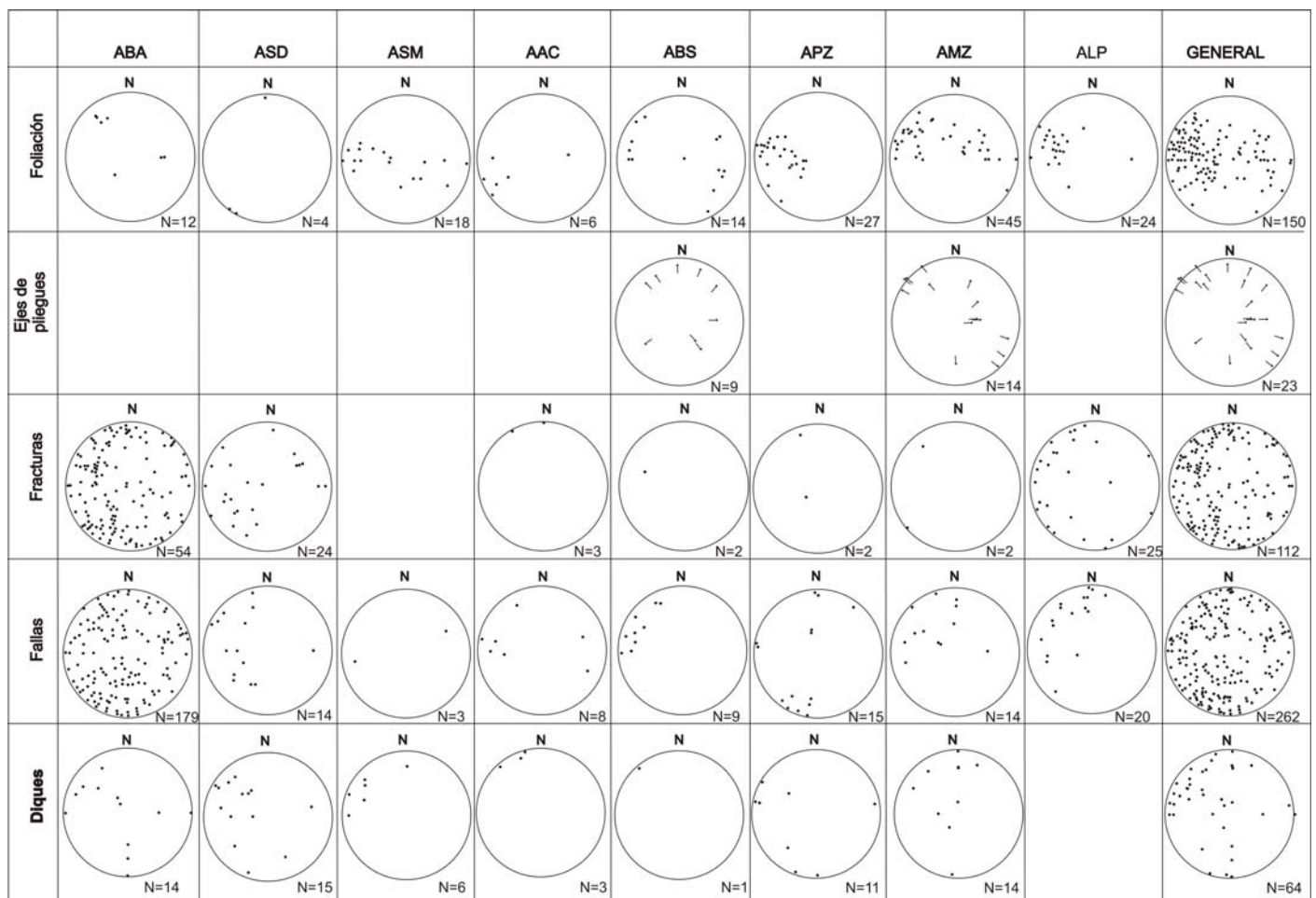
En esta categoría se incluyen la foliación tectónica, los pliegues (a diferentes escalas), las capas o bandeamiento primario, las estructuras de extensión (budines, rosarios y fracturas), los trazadores cinemáticos en condiciones de deformación dúctil (bandas de cizalla y estructuras migmatíticas) así como en condiciones frágil (fallas, fracturas, brechas), junto con los contactos y estructuras desarrolladas en los contactos con las rocas plutónicas.

La foliación está presente prácticamente en todas las rocas metamórficas del área de estudio; está bien desarrollada y define en las rocas texturas esquistosas, gnéicas y de augen gneis. En las

rocas del área de estudio la foliación marca la trama estructural regional con orientación N-S y con variación al NNE y NNW (figura 3.41). En el caso del esquistos Portezuelo y del ortogneis Boca de La Sierra (en el arroyo La Palma), la foliación dominante presenta una orientación N-S y N-NE con inclinaciones de 45° al E y SE. La foliación medida en el arroyo El Mezquite presenta dos direcciones: una N-NE con inclinación entre 30° y 87° al E y NE y otra orientación al N-NW con inclinaciones entre 20° y 45°, tanto al NE como al SW (figura 3.41).

Cuando se analizan los datos de foliación del arroyo El Mezquite en el estereograma, se aprecia un sistema de pliegues que corresponde a una litología dominada por calcosilicatos.

La foliación en el arroyo Portezuelo muestra un claro dominio en la orientación N-S con inclinaciones entre 25° a 87° al E y NNE-SSW y una población menor presenta orientación N15° a 40° W con inclinaciones de 20° a 45° al NE (figura 3.41).



N= Numero de mediciones graficadas

Figura 3.41. Proyección de datos estructurales del área de estudio, explicación en texto. Arroyos: Buenos Aires (ABA), San Dionisio (ASD), Sol de Mayo (ASM), Agua Caliente (AAC), Boca de La Sierra (ABS), Portezuelo (APZ), El Mezquite (AMZ), La Palma (ALP).

La foliación medida para el ortogneis Boca de La Sierra y el esquisto Portezuelo en el arroyo Boca de La Sierra), es principalmente N-S y N10° a 30°E, con inclinación de 45° a 60° tanto al NW como al SE E (figura 3.41). En los afloramientos del ortogneis Boca de La Sierra (arroyo Agua Caliente), los datos de foliación son escasos debido a la poca exposición de rocas metamórficas. Sin embargo, se aprecia una orientación N-NW con inclinación 25° a 80° tanto al NE como al oeste. En el ortogneis Boca de La Sierra en arroyo Sol de Mayo la foliación define un arreglo principalmente al N10° a 20°E con inclinaciones entre 15° a 90° al oriente y oeste y otro N-S con 50° a 70° (figura 3.41).

En los arroyos San Dionisio y Buenos Aires dominados por afloramientos de rocas intrusivas, las rocas foliadas son escasas y los datos obtenidos definen dos orientaciones: una N-S casi vertical y otra NE con más de 45° al SE de inclinación.

En el estereograma general de la foliación (figura 3.41) se aprecia un dominio marcado en la orientación N-S e inclinaciones al oriente entre 10° y 87°; otra población N45°W tiene inclinaciones entre 10° y 45° tanto al NE como SW. Una tercera población tiene la orientación N-E con inclinación al SE 20° a 80°

En todas las unidades del complejo metamórfico la foliación es en general concordante al rumbo de los contactos entre las diferentes litologías metamórficas y paralelo a la dirección del contacto regional con las rocas plutónicas, pero con variaciones locales en la parte sur (arroyos La Palma, El Mezquite y Portezuelo) (figuras 3.41 y 3.3). Lo anterior define la trama estructural del área de estudio.

En las rocas del complejo metamórfico los pliegues observados varían de una escala mesoscópica a macroscópica y definen anticlinales y sinclinales de uno a 10 m de amplitud. Este tipo de estructura es más común en los calcosilicatos El Mezquite (figura 3.4C y D) en comparación con el resto de las unidades metamórficas. Sin embargo, el gneis anfibolítico presenta también algunos pliegues (figura 3.7D). Los pliegues se observan principalmente cerca del contacto con las rocas plutónicas en donde las rocas metamórficas son volumétricamente subordinadas e interpretadas como colgados dentro de los intrusivos (figuras 3.4D).

Se midieron pocos ejes de pliegues, pero fue posible distinguir tres poblaciones: una de rumbo N45°W con 10° a 45°; otra población con orientación NE con 10 a 45° y algunos ejes están orientados E-W con una inclinación de 60° (figuras 3.41 y 3.42A). Es importante señalar que en los datos graficados de los ejes de pliegues del área de estudio, solo se tomo en cuenta el trend y el plunge, los cuales fueron graficados con respecto a un plano vertical y perpendicular al trend. Los ejes de pliegues son paralelos a la foliación general. La orientación de los ejes de pliegues indica que los esfuerzos compresivos actuaron de SW a NE, NW-SE y de W-E.

En algunos sitios pero lejos del contacto con el ensamble plutónico, los calcosilicatos El Mezquite muestran un bandeamiento composicional que posiblemente refleje evidencias de la

estratificación primaria del protolito (figura 3.6A y B). El rumbo dominante de las bandas o capas es N10° a 15°E con inclinaciones de 15° a 45° al SE (figura 3.42B), pero algunas llegan a los 70°. En general el rumbo de las capas es paralelo a la foliación regional.

En los calcosilicatos El Mezquite es común observar en las partes con material máfico foliado la presencia de pliegues isoclinales (figuras 3.4A y B y 3.43A, B y C) con una orientación paralela a la foliación regional.

Tanto en el litodema metasedimentario como en el metaígneo un rasgo característico es la presencia de material máfico foliado (gneis anfibolítico?). Este material se presenta como budines formando estructuras de rosarios y llega a medir de uno a varios metros de longitud y un metro de espesor con desarrollo de cuellos de estrangulamiento (figuras 3.4A y B; 3.43A, B, C y D y 3.44F).

En general el rumbo del eje mayor de alargamiento en los budines es en dos direcciones: una N-S con inclinación de 45° a 70° al E (figura 3.42C) y otras direcciones son NE y SE con inclinaciones de 20° a 30°. Estas estructuras son paralelas a la foliación regional tanto de los calcosilicatos El Mezquite, del ortogneis Boca de La Sierra y unidad Portezuelo como de las unidades metasedimentarias.

Fracturas de extensión y porfidoblastos girados también están presentes en las rocas metamórficas (unidad Portezuelo) y son evidenciados por las vetillas de feldespato y cuarzo (3.43E y F, 3.44E y F).

Los rasgos estructurales reconocidos en las rocas metamórficas del área de estudio implican una deformación compresiva en un régimen dúctil que afectó al complejo metamórfico.

Las estructuras de bandas de cizalla y migmatitas son rasgos que están presentes en el ortogneis Boca de La Sierra, principalmente en los afloramientos de los arroyos Sol de Mayo, Boca de La Sierra y La Palma. Las bandas de cizalla varían de uno a varios centímetros de espesor y el rumbo cambia de N-S a NE con inclinaciones de 80° a 90° al oriente y entre 10° a 45° al oeste. Su geometría indica la presencia de componentes laterales (derecho e izquierdo) y se observó el desarrollo de estructuras dictoníticas (estructuras desarrolladas durante procesos metamórficos de alto grado asociadas a zonas de cizalla y ligadas con procesos de fusión parcial y formación de migmatitas) en las unidades metaígneas (figura 3.44A, B, C y D).

Las migmatitas en el área de estudio presentan principalmente estructuras de flebita, estromatita (figuras 3.10 A y B), dictoníta y oftalmíta (figuras 3.8G y H y 3.44C y D). Las dos primeras están contenidas en las rocas metamórficas (metasedimentarias) y las dos últimas están asociadas tanto con las rocas ígneas y metamórficas (metaígneas). Los datos medidos en dichas estructuras (figura 3.42D) corresponden a la orientación (rumbo e inclinación) de las capas de estromatita, definen una orientación NNE con inclinación al SSE entre 20 y 70° y son concordantes con la trama estructural regional.

La deformación frágil, que desarrolló fallas con zonas de salbanda y microbrechas, está presente en general en todas las rocas del complejo metamórfico del área de estudio (y es tratada más adelante).

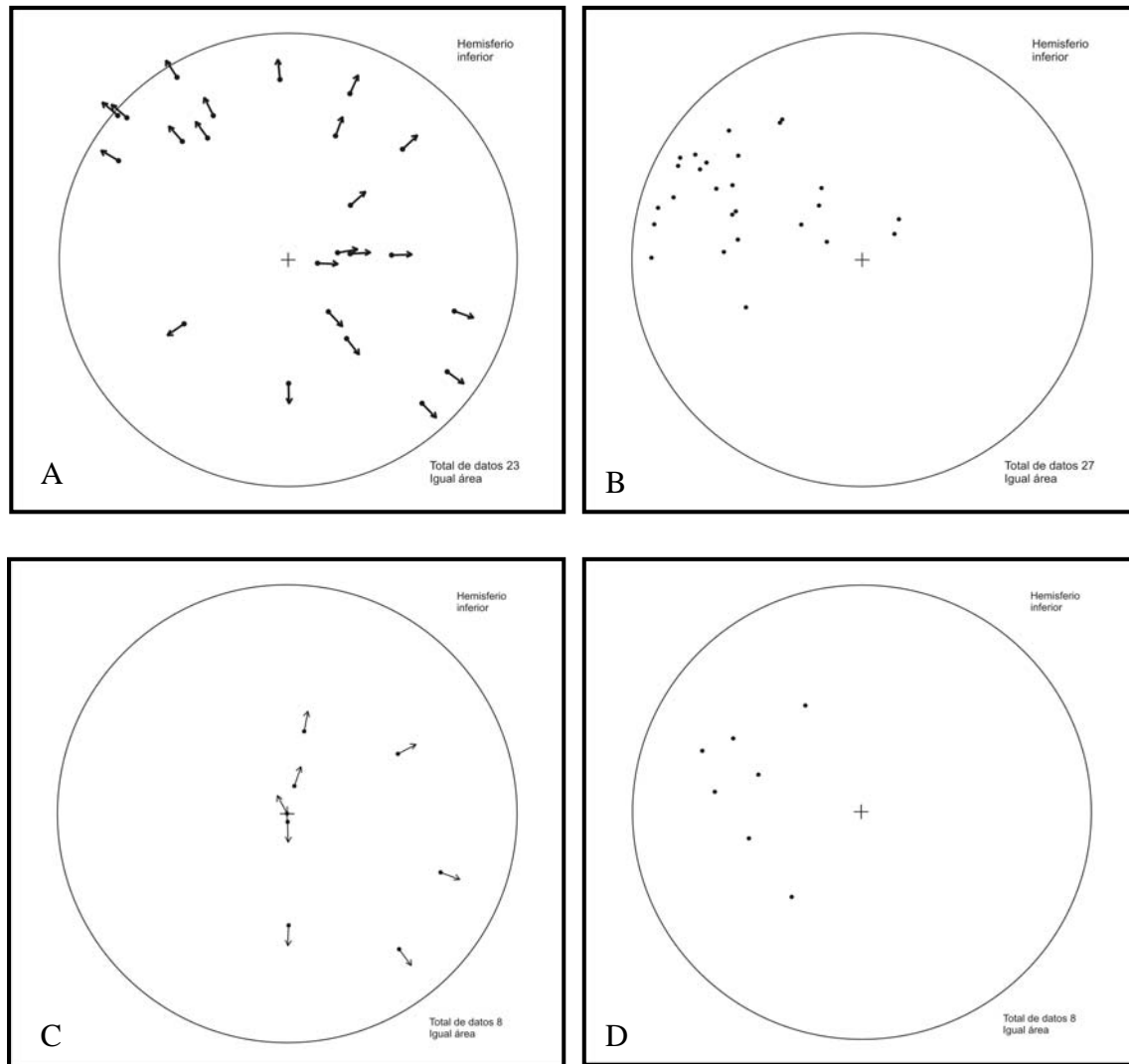


Figura 3.42.- Proyección de algunos datos de estructuras presentes en las rocas área de estudio A).- Ejes de pliegues, B).- Capas y bandas, C).- Budines, D).-Migmatitas (estromatita).

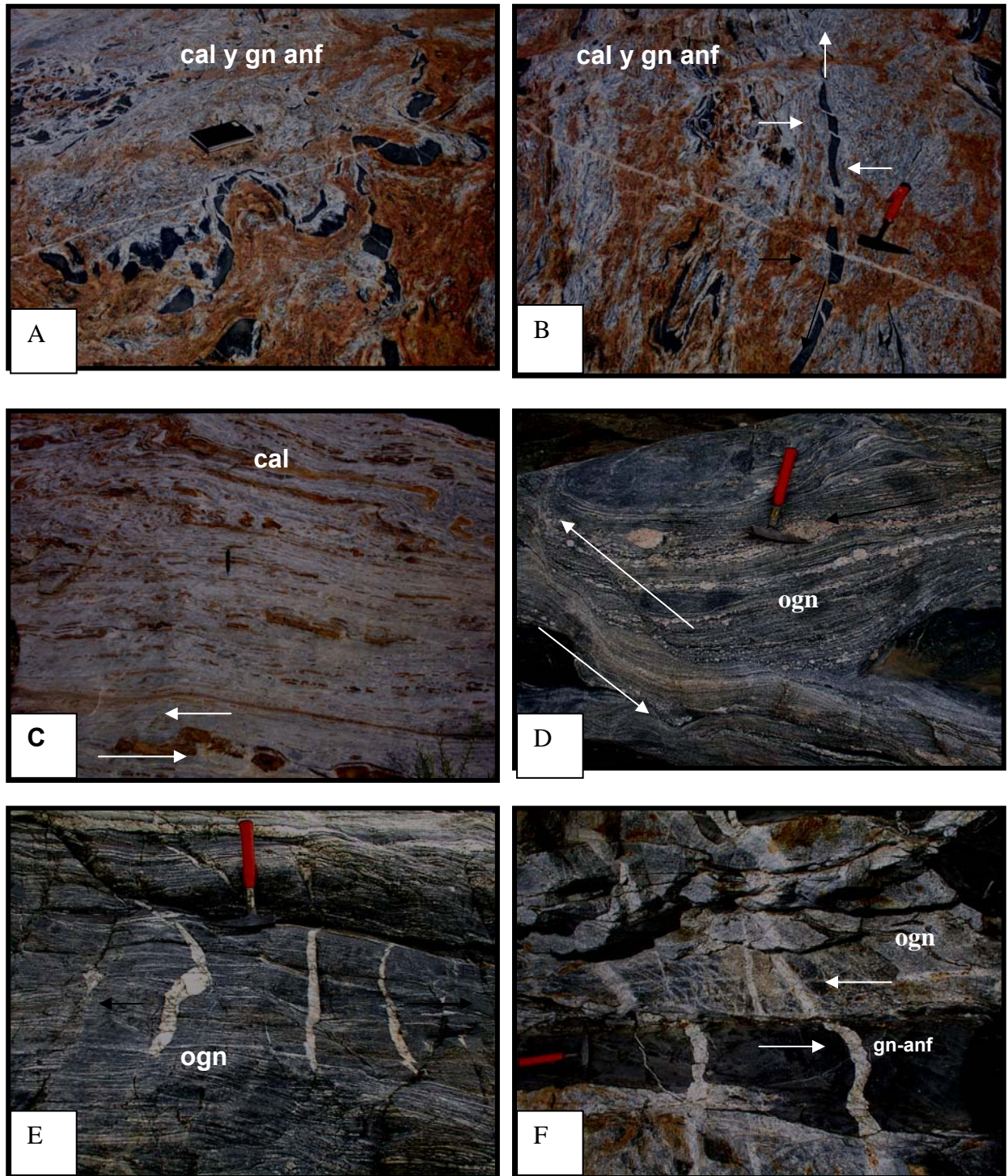


Figura 3.43.- A, B y C.- Budines con estructuras de rosarios y microplegues en el material máfico (gn-anf) contenido en los calcosilicatos El Mezquite (cal) (localidad AMZ-6 y AMZ-9). D.- Banda de cizalla dúctil en el ortogneis (ogn). E y F.- Fracturas de extensión rellenas de cuarzo-feldespato en el ortogneis (ogn) y gneis anfibolítico (gn-anf), desplazadas por fallas con un componente lateral izquierdo (localidad APZ-15). Las flechas indican el sentido de movimiento relativo.

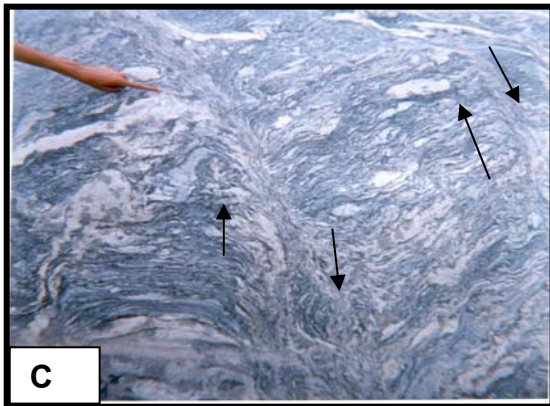
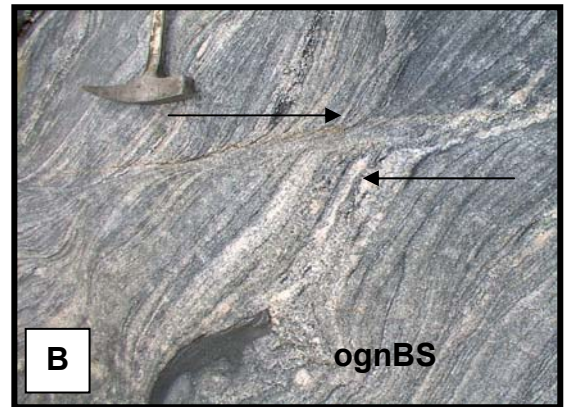
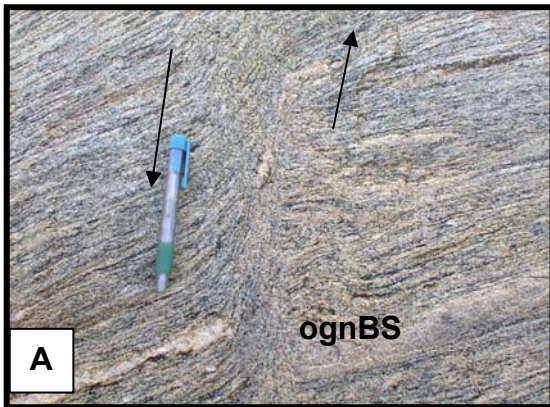


Figura 3.44: A.- Bandas de cizalla (lateral izquierdo) en el ognBS (localidad ASM-11). B.- Banda de Cizalla (con sentido lateral derecho) en el ognBS (localidad APZ-15). C.- Migmatita con banda de cizalla y estructura dictonítica en migmatita (localidad APZ-15). D.- Estructuras dictoníticas, en migmatita con el ognBS (Localidad ABS-2). E.- Evidencias de la deformación dúctil en el ognBS: pliegues, bandas y porfidoclastos girados. F. Budines de material máfico en el ognBS (D, E y F localidad APZ-14 y 15). Las flechas indican el sentido de movimiento relativo, ognBS= ortogneis Boca de la Sierra.

3.3.2. Rasgos Estructurales del Ensamble Plutónico

Las rocas del ensamble plutónico sintectónico a postectónico del área de estudio están caracterizadas por la presencia de estructuras primarias tales como foliación magmática, bandeamiento magmático, segregación magmática, brechas magmáticas, enclaves, bordes de enfriamiento, contactos intrusivos. Las estructuras secundarias son principalmente fallas y fracturas en condiciones de deformación frágil.

La foliación magmática se presenta principalmente en el contacto de los plutones con las rocas metamórficas así como en los contactos internos entre los intrusivos. En el primer caso, se define una buena foliación con orientación de los cristales de hornblenda y biotita con cuarzo alargado, pero sin evidencias de deformación tectónica. Esta orientación es paralela o concordante con la foliación de las rocas metamórficas a nivel regional, pero a escala local puede ser discordante y/o concordante.

En la zona del contacto ígneo-metamórfico una foliación está más desarrollada, es común la presencia de pantallas de metasedimentos, xenolitos y enclaves, orientados y paralelos a la foliación. Las estructuras mencionadas disminuyen en dirección del cuerpo principal del plutón para desaparecer finalmente. Esto se presenta en distancias de metros (arroyo Agua Caliente, localidad AAC-2 y AAC-15) a decenas de metros (arroyo Boca de La Sierra, localidad ABS-16) y centenas de metros (arroyos La Palma y El Mezquite, localidades, ALP-3 y 4 así como AMZ-3 y AMZ-4, respectivamente) (figura 3.18A).

El bandeamiento magmático primario y las brechas magmáticas son comunes en los intrusivos Buenos Aires, Matancitas, Virgencita y diques de pegmatita (figuras 3.12C, 3.19A y B, 3.20B y 3.46A, B y C). En los intrusivos mencionados, frecuentemente se ven bandas de textura pegmatítica que alternan con bandas de textura aplítica. En el intrusivo Virgencita (arroyo San Dionisio, localidad ASD 15-16), las bandas varían de 10 a 30 cm de espesor. Los pocos datos medidos en las bandas (figuras 3.45 B) tienen rumbos de N-S con inclinaciones 10° a 20° al E. El bandeamiento magmático primario y la presencia de zonas de mezcla (brechas magmáticas) son comunes. En las zonas de brechas magmáticas los budines definen estructuras de rosario, de forma rectangular o parcialmente ovalada (figuras 3.12, 3.14 y 3.46A, B y D).

La orientación general de las brechas y las direcciones del bandeamiento magmático primario es comúnmente N-S y casi vertical (figura 3.45A), que en términos generales es similar a la orientación de la foliación del complejo metamórfico. La roca de caja de las brechas magmáticas en los arroyos Boca de La Sierra y Agua Caliente (localidades ABS8, ABS-9 y ABS-10; AAC5, AAC-6, y AAC-7) es el ortogneis Boca de La Sierra y el intrusivo Matancitas, que tienen una foliación de rumbo N10°W con 70° NE, que también es similar a la orientación de la zona de brecha y al bandeamiento magmático.

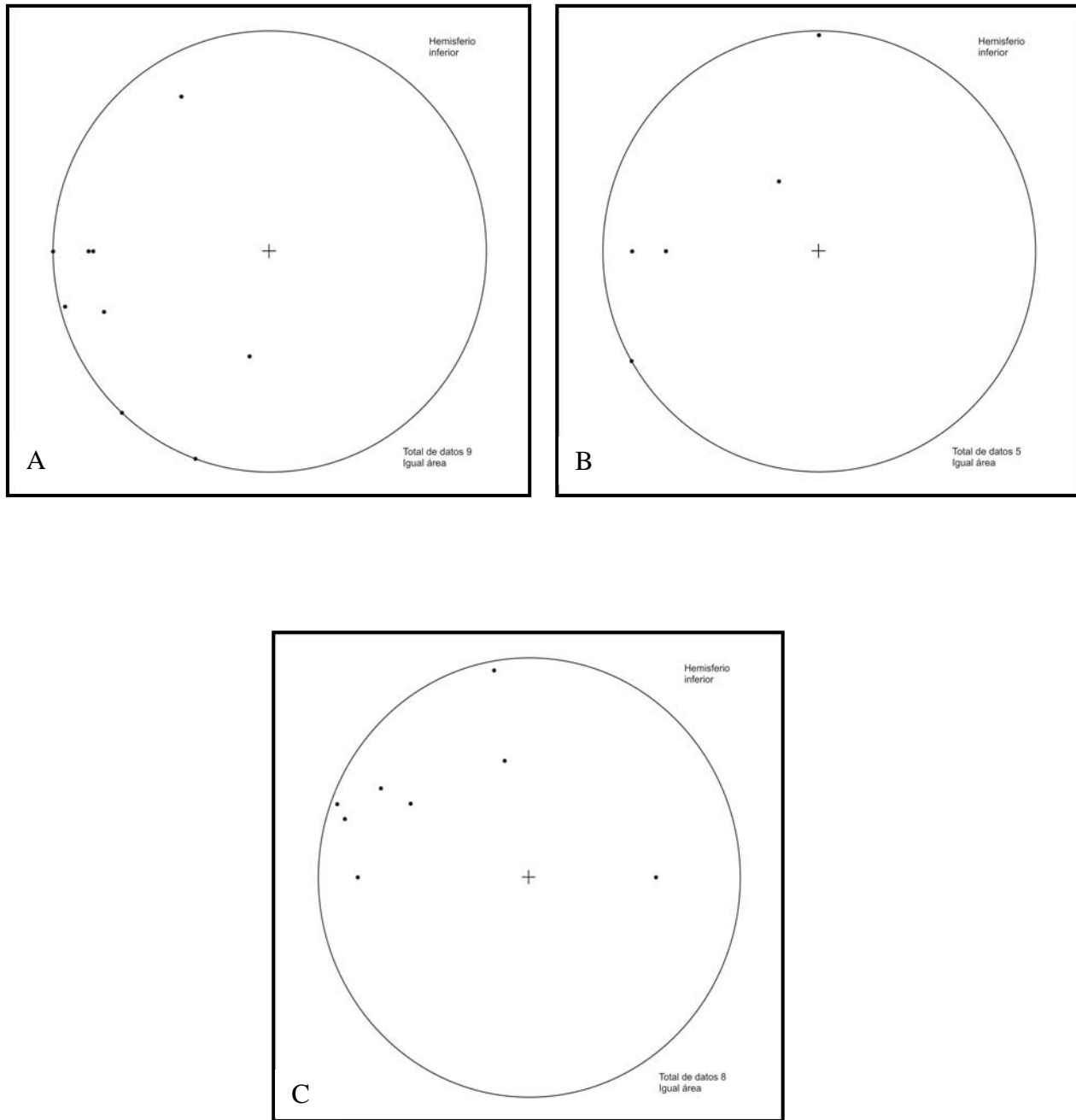


Figura 3.45.- Representación de algunos datos de las estructuras de las rocas del ensamble Plutónico. A).-Brechas magmáticas, B).- Bandeamiento magmático y C).- Contactos intrusivos.

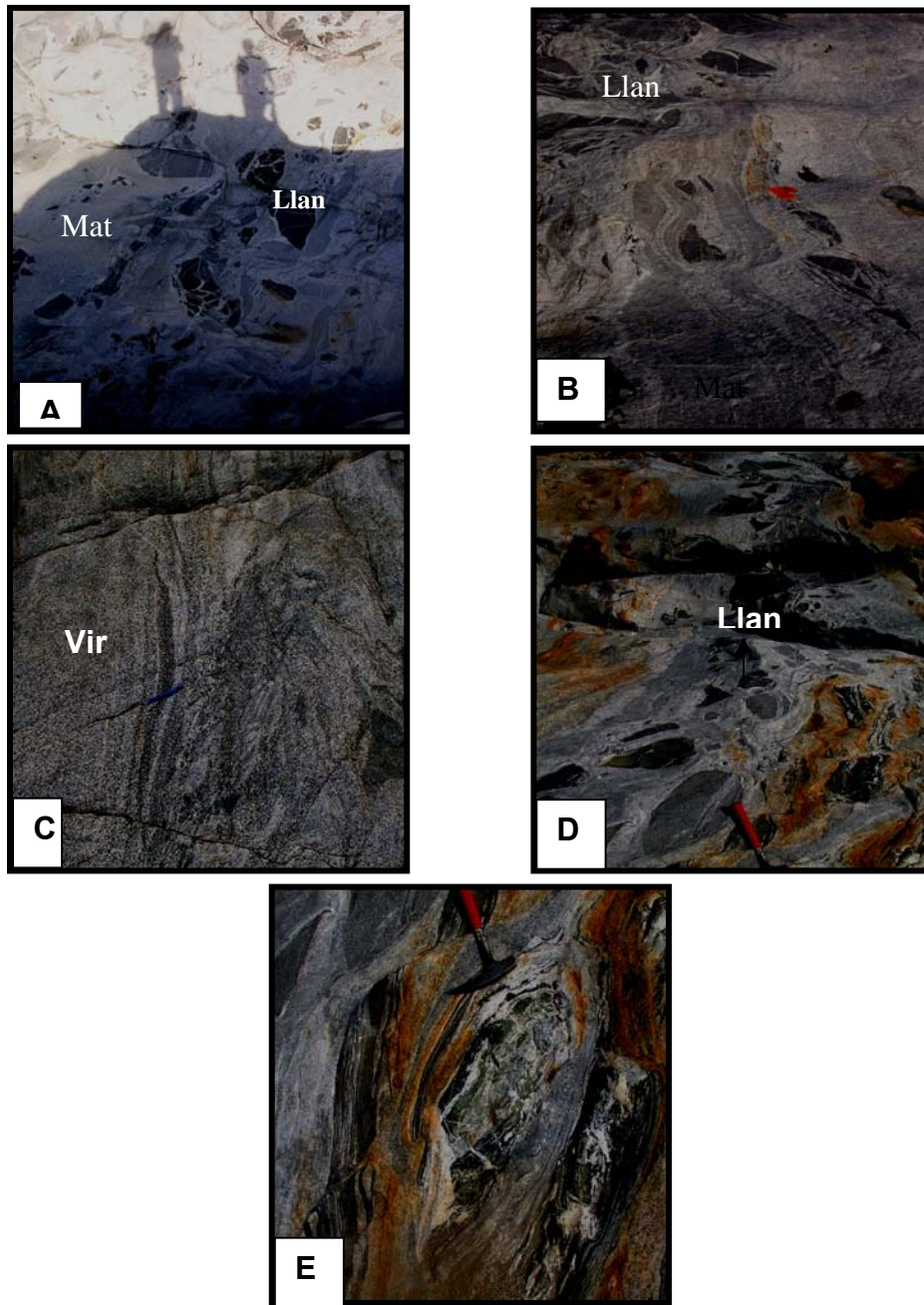


Figura 3.46: A y B- Budines del intrusivo Los Llanitos (Llan) y flujo magmático en el intrusivo Matancitas (Mat) (localidades AAC-4 a la AAC-8). C.- Bandeamiento primario en el intrusivo Virgencita (Vir) (localidad ASD-15-16). D- Bandeamiento magmático y brechas magmáticas (localidades AAC-3 y AAC-4). E.- Acercamiento a los enclaves metamórficos en D.

Los contactos entre las rocas plutónicas (endocontactos) en general muestran una orientación dominante NNE10 a 20°SSW con inclinación de 15 a 45° SE (figura 3.45.C) y presentan bordes de enfriamiento, que llegan a medir un metro de espesor principalmente en el caso de los intrusivos mayores (Matancitas, La Palma, Virgencita). El borde de enfriamiento es recto, de grano grueso a fino, de composición máfica a intermedia con una foliación magmática marcada donde están orientados preferentemente de manera paralela al contacto (figuras 3.17F y 3.47A). En otros casos el borde de enfriamiento es de 10 a 15 cm de ancho y define una franja de grano fino equigranular.

El contacto entre los diques El Álamo y el intrusivo Matancitas es recto, tajante y sin borde de enfriamiento, pero con presencia de foliación en la roca que intrusióna (figuras 3.21, 3.47D). La foliación en este caso se interpretó como magmática y que los diques El Álamo intrusionaron en condiciones parcialmente sólida. Cuando el contacto varía de recto a lobular se aprecia un cambio textural y una foliación paralela al contacto en ambas rocas (figuras 3.47B y C), indicando un probable control estructural.

El contacto entre los diques pegmatíticos con los intrusivos Matancita y Los Llanitos es recto y abrupto, lo cual indica el carácter intrusivo de los diques (figuras 3.11, 3.22A y B y 3.47D). Los diques diabásicos Boca de La Sierra y Agua Caliente presentan los mejores ejemplos de bordes de enfriamiento en sus contactos con las rocas que intrusionan, con un espesor de los bordes que varía de 5 a 10 cm de ancho (figura 3. 24) y son afaníticos.

Bordes de enfriamiento irregulares y lobulares se observaron en los contactos de los diques graníticos anatócticos con las rocas metamórficas (figura 3.47E), lo cual sugiere que la temperatura de la roca de caja no era radicalmente distinta a la del magma al tiempo del emplazamiento (figura 3.46F). Algunos datos del rumbo de los contactos se muestran en la figura 3.45C.

Las orientaciones de los diferentes sistemas de diques son graficadas y mostradas en la (figura 3.41). Los diagramas definen tres poblaciones: una NE con inclinación entre 15° y 60° al SE, la segunda población corresponde a estructuras de rumbo E-W con inclinación de 25° a 80° principalmente al sur y la tercera población tiene rumbos N-S y son prácticamente verticales. Los diques diabásicos están orientados N70°E con 70° SE. El espesor de los diques es de 1 a 2 m, con varias etapas de emplazamiento consecutivo (diques dentro de diques) (figuras 2.24A y B). Las relaciones de campo indican que la edad relativa de los diques porfídicos Mata Gorda es más antigua que la de los diques Agua Caliente y ambos son cortados por los diques Boca de La Sierra (figuras 2.24A y B).

En los datos de diques mostrados en la figura 3.41 se observa que en los arroyos Buenos Aires, San Dionisio, Sol de Mayo, Agua Caliente y Boca de La Sierra los diques que dominan tienen una orientación preferente N-E con inclinaciones entre 15° y 60° al SE, mientras que en los arroyos

Portezuelo y El Mezquite, se presentan tanto diques con orientación N-S como E-W. El diagrama general indica un dominio de los diques con orientación NE (figura 3.41).

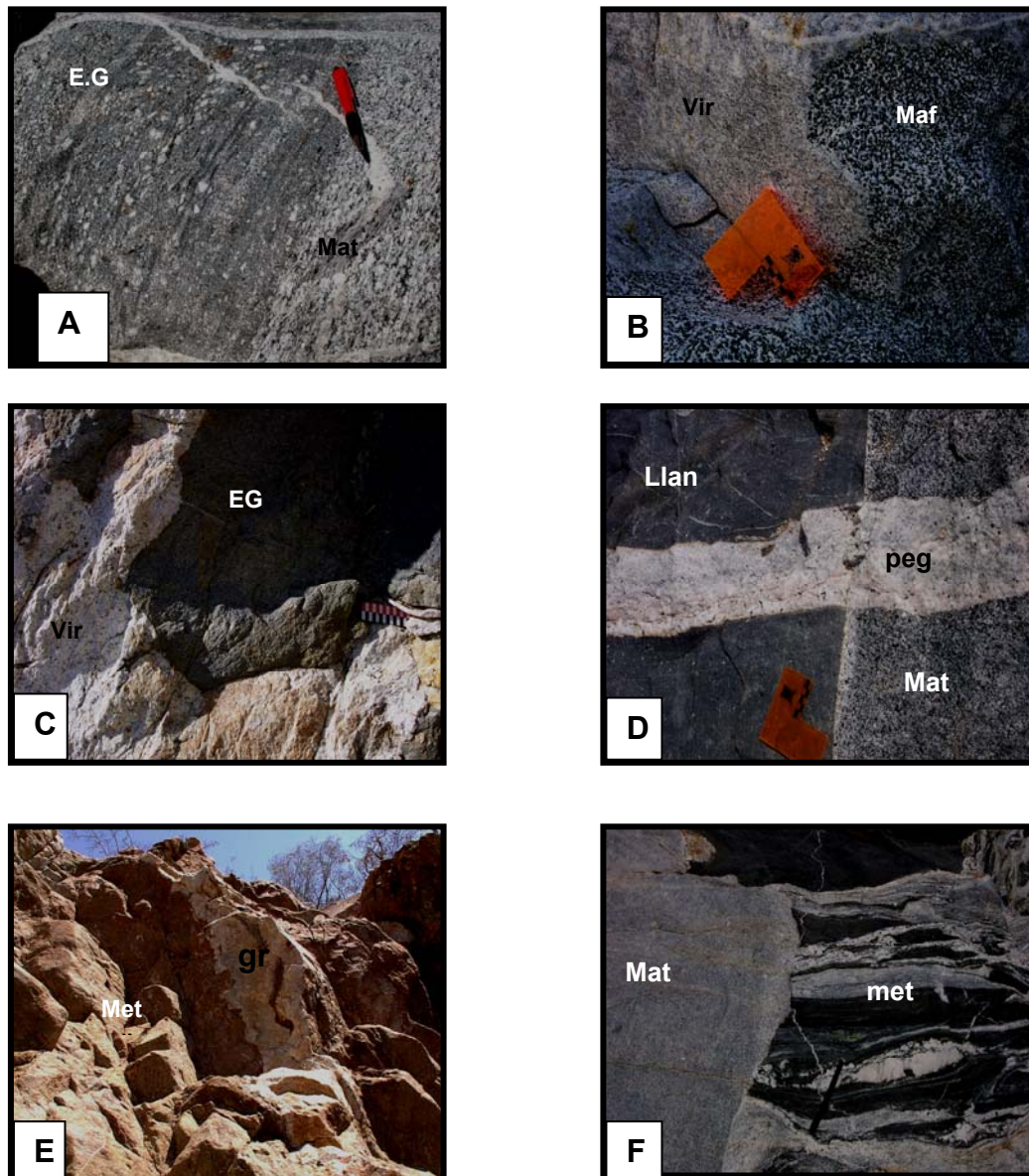


Figura 3.47.- Algunos contactos de los intrusivos del ensamble plutónico: A.- Int. Mat con EG (localidades ASD 7 y ASD-8). B.- Int. Mat y el Int. Vir. C.- Int. Vir con int. E G (localidades ASD-3 y ASD-4). D.- Int. Mat con int. Los Llan, ambos cortados por pegmatita (peg). Los contactos son rectos y se observa un incipiente borde de enfriamiento (localidad ASD-11). E.- Dique gr cortando a rocas metamórficas (met) (localidad ALP-909). F.- Contacto entre met y el int. Mat (localidad AAC-2) Int= intrusivo, Mat= Matancita, Vir=Virgencita, EG= Encino Gordo, Llan= Los Llanitos, Met= Complejo metamórfico, gr =granito, peg= pegmatita.

El arreglo de los sistemas de diques en el área de estudio refleja que su emplazamiento estuvo relacionado con los esfuerzos asociados a extensión. En este caso, la extensión se dio en dirección NW-SE para los diques orientados NE-SW, fue N-S para los diques con orientación E-W y fue E-W para los diques orientados N-S.

3.3.3.- Deformación Frágil

Sobrepuesta a la deformación dúctil existen fallas frágiles que están ampliamente desarrolladas tanto en las rocas plutónicas, como en las metamórficas del área de estudio. El ancho de la zona afectada por las fallas varía de centímetros a metros y decenas metros de espesor con desarrollo de brechas de fallas con salbanda y fracturamiento, que permiten observar una estructura interna. La estructura interna está caracterizada por la presencia de pseudotaquilitas, salbanda y cataclasitas en un arreglo anastomosado, mientras que en las paredes externas hay espejos de falla con estrías y fracturas de extensión. Lo anterior indica el desarrollo de fallamiento normal con una componente horizontal (figura 3.48).

La orientación de las fallas está presentada en la figura 3.41. En los diagramas se pueden apreciar dos distribuciones preferentes: una de rumbo W-NW (E-W), dominado por el sistema de fallas transversas (figuras 2.16 y 3.1); el otro es N-S y esta dominado por el sistema de falla San José del Cabo. Los dominios en estos casos parecen estar definidos por la orientación de las estructuras mayores.

En el diagrama general de la figura 3.41, las fallas están dispersas pero definen una población de orientación WNW y otra de N-S; sin embargo, también se aprecian las familias de fallas con orientación NE-SW y NW-SE. Las fallas de orientación WNW son más notables en la parte meridional del área de estudio (arroyos La Palma, Mezquite y Portezuelo), mientras que en el centro y norte (arroyos Agua Caliente, Sol de Mayo, San Dionisio y Buenos Aires) dominan las fallas con orientación N-S, inclinadas al E. Las fallas orientadas NE-SW tienen inclinación SE, mientras que las fallas con orientación al NW se inclinan al NE y SW. El rango inclinación de las fallas está entre 10° y 80°.

3.3.3.A.-Sistema de Fallas Transversas W-NW (Sistema de fallas Bloque Los Cabos)

En general, los principales arroyos del área de estudio coinciden con las fallas que segmentan al Bloque Los Cabos (figuras 2.16 y 3.41). Las estructuras con orientación N75°W (WNW), pertenecen a un sistema regional de fallas con bloque caído al sur pero con un marcado componente horizontal. Los desplazamientos son conspicuos en los arroyos y se ven reflejados por los contactos entre las unidades metamórficas y plutónicas que son desplazados de forma notable (principalmente en los arroyos La Palma y Portezuelo) (figuras 3.2 y 3.3).

Estas estructuras, a nivel de afloramiento tienen espesores de metros y una estructura interna compleja en las cuales se pueden reconocer espejos de fallas, estrías, así como fracturas

secundarias que indican la presencia de una componente lateral los bloques caídos generalmente al sur. Adicionalmente, es posible observar evidencias de estructuras cataclásticas con arreglos anastomosados así como la presencia de pseudotaquilita y desarrollo de microfallas inversas que complican la interpretación cinemática de las estructuras (figura 3.48).

Una posible explicación de tales estructuras es que reflejan la reactivación de estructuras preexistentes. Adicionalmente en todos los arroyos se reconocieron microfallas con desplazamientos principalmente lateral izquierdo evidenciado por los diques y vetas así como espejos de fallas con un componente horizontal notable (figura 3.49A, B y C). Las fallas regionales con orientación casi WNW, reflejan parte de la dinámica a que fue sometido el Bloque Los Cabos durante el Cenozoico al Reciente. La dinámica está dada por la tectónica del sistema de Cuencas y Sierras y posteriormente por la tectónica del sistema Provincia Extensional del Golfo de California. Ambos sistemas definen un sistema complejo reflejado en la geometría, cinemática y dinámica de las fallas N-S y WNW.

Los estereogramas de fallas en la figura 3.41 reflejan la presencia tanto del sistema de orientación WNW (Sistema de falla transversas) como el orientado Norte Sur (falla de San José del Cabo).

3.3.3.B.- Sistema de Fallas N-S (sistema de fallas San Jose Del Cabo)

Las fallas N-S manifiestan una influencia en toda el área de estudio; desde el noroccidente (región de La Concepción-La Matancita) hasta el suroccidente (Palos Verdes-San Miguel) y al oriente hasta la traza principal del sistema denominado falla San José del Cabo (figuras 3.2 y 3.3). Las estructuras individuales son fallas normales de uno a cinco metros de espesor con presencia de fracturamiento y desarrollo de brechas con salbanda. Las fallas conservan estrías y fracturas de extensión, que indican una componente normal con bloque caído al oriente (figura 3.49D, E y F).

Uno de los rasgos más prominentes del sistema de fallas norte-sur en el área de estudio es la falla denominada San José del Cabo. La expresión de la traza de la falla en la superficie es notable y se manifiesta de manera espectacular por el cambio de relieve entre las Formaciones Los Barriles (conglomerados) y El Chorro (arenas y conglomerados), que forman amplias mesetas al oriente y que contrastan marcadamente con el cambio abrupto del relieve presentado por el sistema montañoso central (Bloque Los Cabos) al oeste, alcanza rápidamente alturas de más de 800 m y genera un desnivel acumulado de más de 1500 m (figuras 2.16, 3.2 y 3.50).

El sistema de falla San José del Cabo afecta a las rocas del ensamble plutónico así como al complejo metamórfico y yuxtapone estas rocas cristalinas con las rocas sedimentarias de la cuenca San José del Cabo (Formaciones Los Barriles y El Chorro, figuras 2.16, 3.2 y 3.3).

En general la zona de influencia de la falla San José del Cabo alcanza los 1000 m de anchura a partir de la traza principal y en dirección oeste. La falla está caracterizada por la presencia de tres zonas: una de fracturamiento zona "a" (distal) ubicada al occidente y que al oriente (hacia la traza de

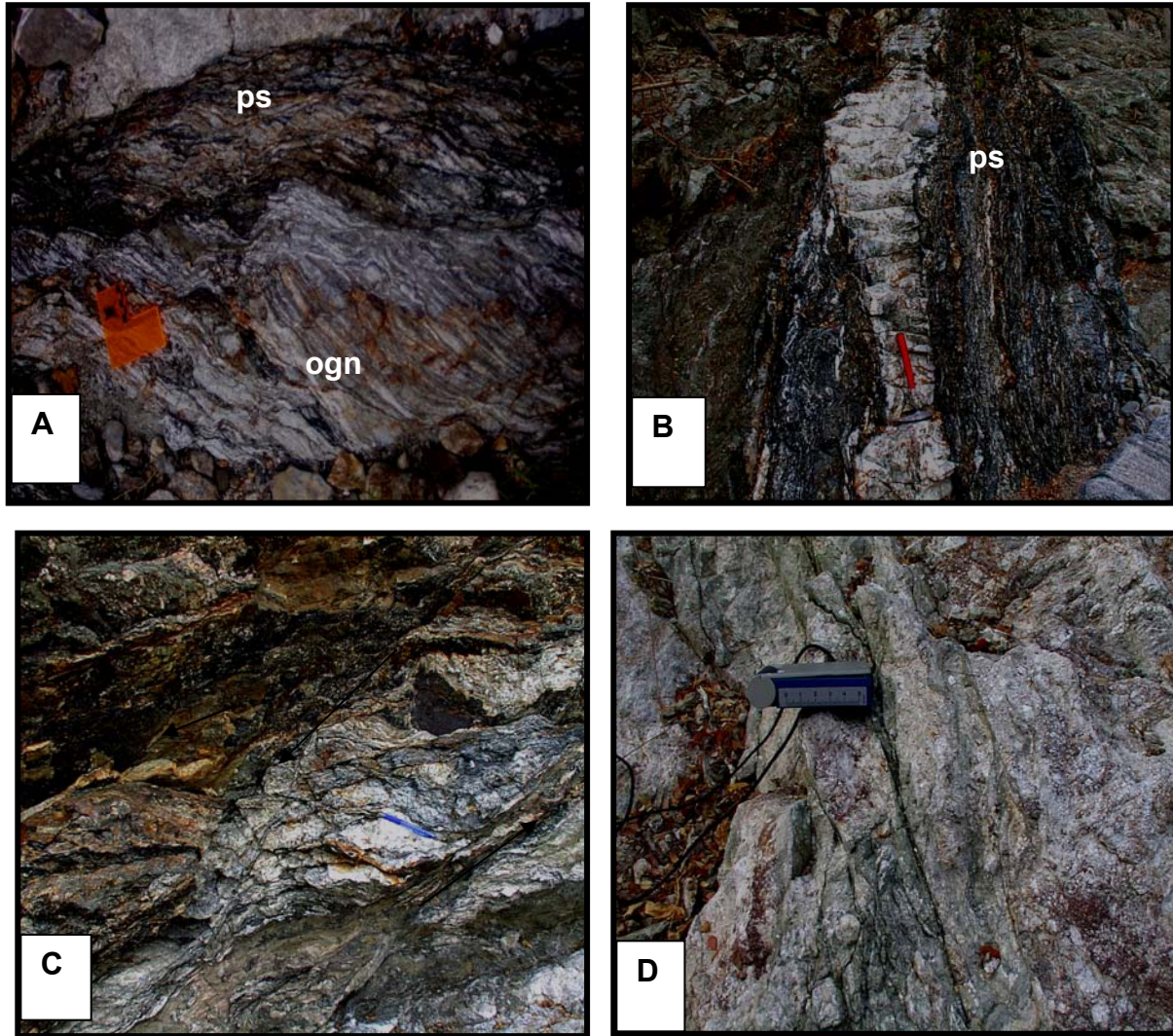


Figura 3.48.- Algunos contactos de los intrusivos del ensamble plutónico: A.- Int. Mat con EG (localidades ASD 7 y ASD-8). B.- Int. Mat y el Int. Vir. C.- Int. Vir con int. E G (localidades ASD-3 y ASD-4). D.- Int. Mat con int. Los Llan, ambos cortados por pegmatita (peg). Los contactos son rectos y se observa un incipiente borde de enfriamiento (localidad ASD-11). E.- Dique gr cortando a rocas metamórficas (met) (localidad ALP-909). F.- Contacto entre met y el int. Mat (localidad AAC-2) Int= intrusivo, Mat= Matancita, Vir=Virgencita, EG= Encino Gordo, Llan= Los Llanitos, Met= Complejo metamórfico. ar=aranito. bea= beamatita.

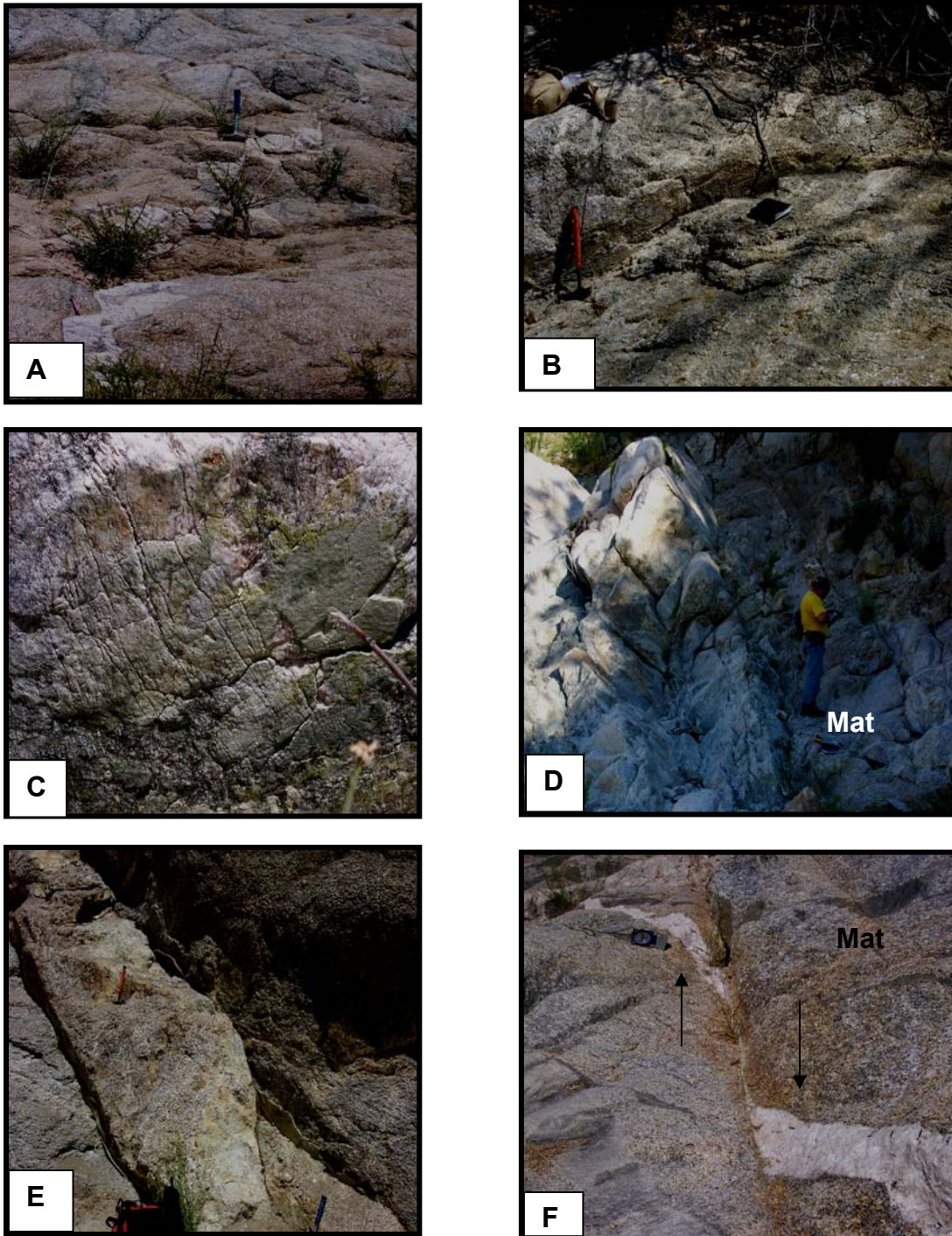


Figura 3.49.- A, B y C, corresponden a fallas del sistema WNW. A.- Falla que desplaza en arreglo de escalon en sentido lateral izquierdo de 10 a 20 cm a un dique cuarzo-feldespático. B y C.- Espejos de falla (localidad 11). D, E y F, representan fallas del sistema norte-sur (N-S). D y E.- Muestran los espejos de fallas en el intrusivo Matancitas (localidades AAC-15 y ASD-6). F.- Falla desplazando en sentido lateral derecho 50 cm a un dique cuarzo-feldespático (localidad ASD-7) (las flechas señalan el sentido de movimiento relativo).

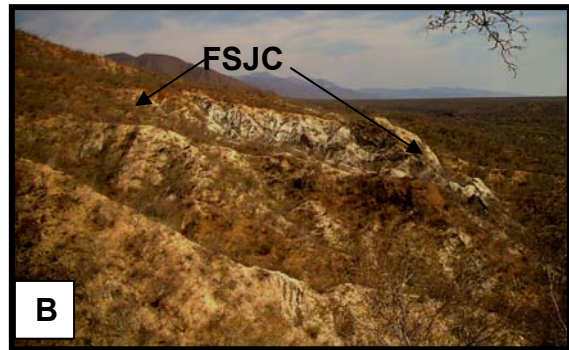
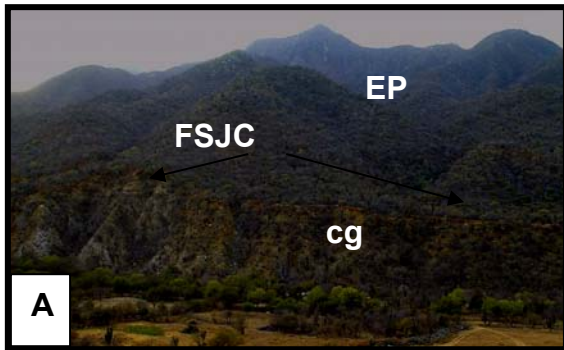


Figura 3.50.- Expresión superficial del sistema de falla San José del Cabo (FSJC). A.- Arroyo El Mezquite, Rancho San Ignacio (localidad AMZ-14). B.- Zona de FSJC viendo al Norte en la localidad Cardonal, entre Casas Viejas y arroyo San Lázaro. C.- Zona “a” de fracturas. D.- Zona “b” de brechas. E.- Zona “c” de molienda y traza principal (localidad ASL-13) (EP=ensamble plutónico; Cg= conglomerado).

falla principal) aumenta en densidad y es más constante en la orientación conforme se aproxima a la siguiente zona. La zona “b” (intermedia) consiste de brechas de falla y se caracteriza por la presencia de material de roca fragmentada y triturada pero sin cohesión y en ocasiones con alteración hidrotermal. Al oriente de esta zona se define la zona “c” (proximal), que consiste de roca molida de manera intensa (difícil de reconocer el protolito), para llegar a la zona principal de salbanda o de máxima deformación considerada como la traza principal de la falla (figura 3.50A, B C, D y E). Al oriente de la traza principal de la falla afloran rocas de las Formaciones Los Barriles y El Chorro de una edad terciaria al reciente.

En la traza principal de la falla se observan planos y espejos de falla con estrías que indican componente normal en dirección al oriente. En la figura 3.41 se presentan los datos de fracturas y fallas por arroyos y en lo general para el área de estudio, tanto para el sistema WNW como para el sistema N-S (falla San José del Cabo).

Las diferentes orientaciones de las trazas de la falla San José del Cabo a lo largo de su trayecto N-S y sus características permitieron dividirla en tres sectores: Norte, centro y sur. En el norte a partir del arroyo Buenos Aires, la orientación de la falla es NE; en el centro y entre arroyos Portezuelo y Agua Caliente, la falla tiene una orientación Norte-Sur; en el sur (desde el arroyo Portezuelo y hasta el arroyo San Lázaro) la estructura presenta una orientación de N-NW (figuras 2.16 y 3.2). Los tres sectores describen un gran arco. Esto explica el cambio en la orientación tanto de la feliación como de las fallas en los estereogramas por arroyos presentados en la figura 3.41.

La zona de influencia del sistema de falla San José del Cabo en el arroyo Buenos Aires se manifiesta a partir de la localidad ABA-26, (zona “a” de fracturas). Este fracturamiento es abundante y está afectando principalmente a las rocas del intrusivo Matancitas y Los Llanitos. La zona “b” de brecha inicia aproximadamente 200 m, antes de la zona “c” que corresponde a la zona de molienda y traza principal (localidad ABA-26A).

El contacto de las rocas sedimentarias (conglomerado y arenisca arcósica) con la zona de falla en el arroyo Buenos Aires está bien expuesto en la localidad ABA-26A. En dicha localidad la estratificación del conglomerado tiene una inclinación de 10° al oeste en sentido contrario al esperado si se considera que la fuente de aporte es el Ensamble Plutónico. Lo anterior implica que la inclinación original fue rotada de una posición original inclinada al oriente hasta alcanzar la posición actual (10° a 15° al oeste) (figura 3.51A y B).

Cubriendo tanto al conglomerado como a la zona de falla existe un depósito de arena conglomerática no consolidado de color marrón que marca discordancia tanto con el basamento como con la Formación Los Barriles (3.51A). En los diagramas de fracturas y fallas del arroyo Buenos Aires (figura 3.41), es difícil distinguir una tendencia preferente de las mismas pero la orientación es N 15° a 30° W y N30°-45°E.

En el arroyo San Dionisio el sistema de falla San José del Cabo manifiesta su presencia en varias localidades por ejemplo en la localidad ASD-2.

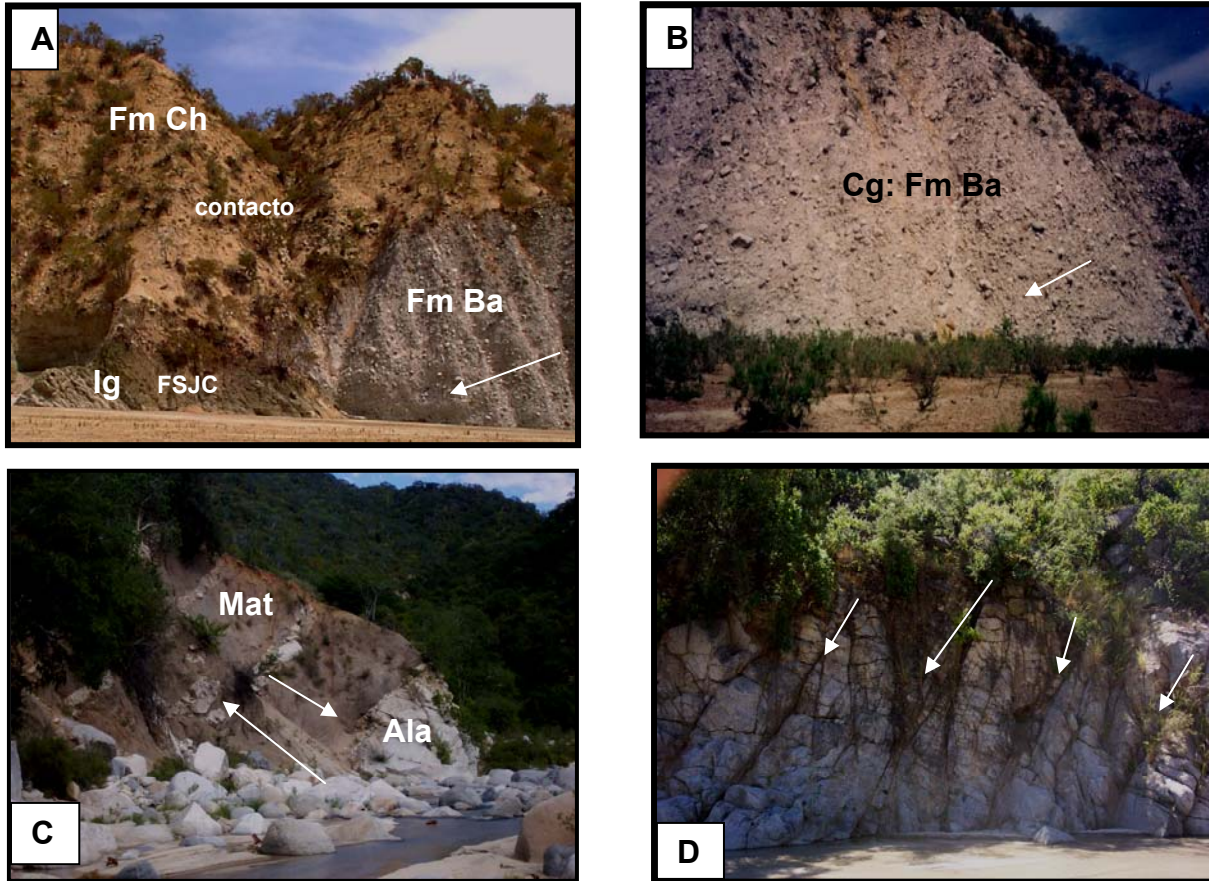


Figura 3.51: A.- Contacto por falla de la Fm. Los Barriles (Fm Ba), con rocas plutónicas (Ig) cubiertos discordantemente por la Fm. El Chorro (Fm Ch). B.- Fm Los Barriles (Cg: Fm-Ba) se observa una inclinación de sus capas de 10° al oeste contra la traza de la FSJC (A y B localidad ABA-26-A). C.- Diques El Álamo (Ala) desplazados por fallas con orientación N-S (localidad ASD-2). D.- Zona de fracturas del sistema de fallas N-S (localidad ASD-13). Las flechas en A y B señalan la inclinación de las capas, en C y D el desplazamiento relativo (Mat.= Intrusivo Matancita).

Aquí es posible apreciar un sistema de fallas normales escalonadas orientadas N-S con bloques caídos al oriente y en donde los desplazamientos son de 2 a 3 m, evidenciados por los diques El Álamo (figura 3.51C).

En las localidades próximas a la traza de la falla principal (localidad ASD-13) se define una zona de fracturas en el intrusivo Virgencita cuya orientación es paralela a la falla principal (figura 3.51D) y su densidad se incrementa conforme se aproxima a la zona de brechas y molienda. En esta zona las rocas del intrusivo están totalmente molidas con marcada alteración hidrotermal.

La zona de salbanda contiene abundantes espejos de falla con estrías que indican movimientos normales con bloques caídos al oriente; está en contacto con los depósitos de conglomerados de la Formación Los Barriles, que tienen inclinaciones de 10° a 5° hacia la traza de la falla.

Las fallas y fracturas documentadas en el Arroyo San Dionisio y presentadas en los diagramas de la figura 3.41 indican una tendencia $N15^\circ$ a $30^\circ W$ con inclinación 20° a 80° al NE y otras de rumbo N-S con inclinación de 45° al oriente y algunas son de rumbo N-W con 45° al NE.

La falla San José del Cabo en el arroyo Agua Caliente se caracteriza por la presencia de brecha y salbanda con manifestación hidrotermal (manantiales). La zona tiene de 100 a 200 m de espesor los datos graficados el diagrama indican una orientación Norte-Sur principalmente con más de 45° de inclinación al oriente (figura 3.41).

En el arroyo Boca de La Sierra fue posible observar en las brechas y en el ortogneis Boca de La Sierra (localidades ABS-1 y ABS-8) una serie de vetas cuarzo-feldespáticas con orientación WNW y de 5 a 15 cm de espesor. Las vetas forman un arreglo en escalón con sentido lateral derecho ocasionado por la presencia de un sistema de fallas con orientación N-S. El desplazamiento de fallas es predominantemente normal pero con una componente horizontal que desplaza a las vetas entre 10 y 30 cm (figura 3.52A y B).

El diagrama de fallas de los arroyos Agua Caliente y Boca de La Sierra (figura 3.41) refleja un dominio de fallas N-S o $N10^\circ E$ con inclinación de 25° a 50° al oriente.

En el arroyo La Palma, la zona de influencia de la falla San José del Cabo es de aproximadamente 800 m inicia al oeste en el intrusivo Matancitas (localidad ALP-12) con una zona de fracturas conjugadas de rumbo NW y NE con un dominio de inclinaciones al SE (figura 3.52.C), que pasa a una zona de brecha con espesor de 100 a 200 m. En esta zona es posible reconocer el protolito de la roca ígnea (intrusivo Matancitas). La zona de brechas pasa a una zona de molienda y alteración hidrotermal, en donde es difícil reconocer el protolito. Al oriente la zona de brechas termina en una zona de salbanda con presencia de espejos de falla y estrías que indican un componente normal con bloque caído al oriente (figura 2.52D). Finalmente la zona de falla está en contacto con depósitos de conglomerado de la Formación Los Barriles (localidad ALP-15).

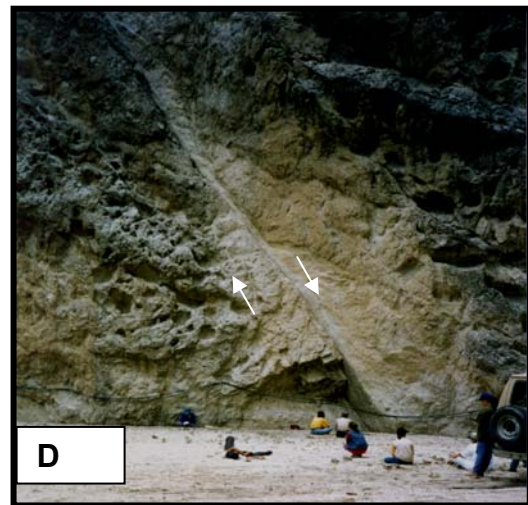
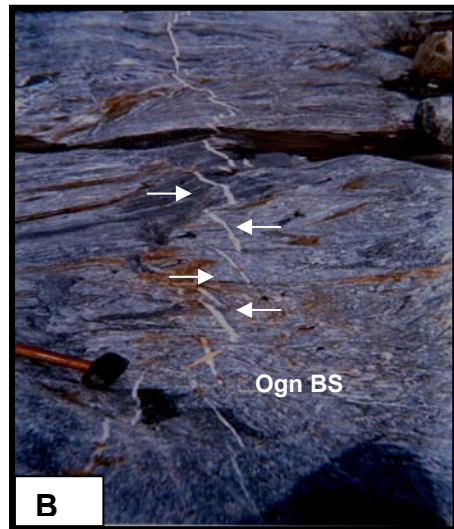
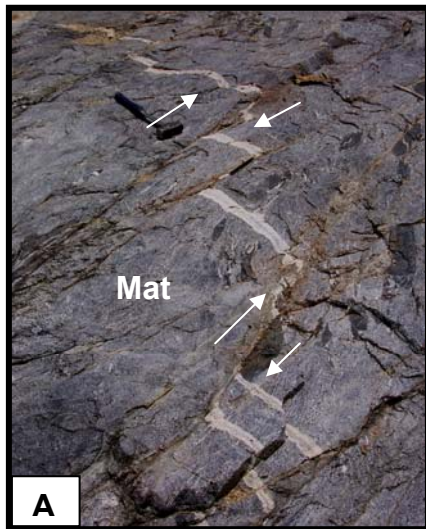


Figura 3.52.- A, B, Sistema de falla N-S con un arreglo en escalón en sentido lateral derecho en el intrusivo Matancitas (Mat) y ortogneis Boca de La Sierra (OgnBS) (localidad ABS-2). C.- Zona de fracturas en la zona próxima a la falla localidad (ASLP 330). D.- Traza principal de la falla San José del Cabo (arroyo La Palma, Localidad ALP 331). Las flechas señalan el sentido del desplazamiento relativo.

En la figura 3.41 se presentan los datos obtenidos en dicho arroyo, en el estereograma se aprecia dos orientaciones preferentes: una Norte- Sur con inclinaciones de 15° a 80° al oriente y otra E-W con inclinaciones de 25 a 80° al Sur. En la misma figura se presentan los diagramas de fracturas.

En el arroyo San Lázaro, la zona de la falla marca en un tramo de 1000 m de anchura, la zona de molienda mide de 100 a 150 m de anchura.

En todos los arroyos el desplazamiento en escalones de la zona de falla esta evidenciado en la parte superior de los cañones por la presencia de terrazas compuestas por conglomerado que queda como colgado presente desde alturas de 400 m para terminar a 100 m.

CAPITULO 4.- GEOQUÌMICA Y GEOCRONOLOGÍA.

4.1.-METODOLOGÍA (GEOQUÌMICA)

4.1.1.- Elementos Mayores y Traza (FRX)

Las concentraciones de elementos mayores y de algunos elementos traza fueron determinados por fluorescencia de rayos X (FRX) en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología UNAM. Los análisis se hicieron en un espectrómetro secuencial de rayos X (WD-XRF) marca SIEMENS, modelo SRS 3000, el cual está equipado con un tubo de rodio con una ventana de Be con un espesor de 125 µm. Las condiciones del sistema de FRX fueron establecidas siguiendo la técnica descrita por Lozano-Santa Cruz et al. (1995). Además de los elementos mayores, se determinaron los siguientes elementos traza: Rb, Ba, Sr, Nb, Zr, Y, Th, Cr, Co, Cu, Ni, Zn, V.

En el caso de los elementos mayores las mediciones fueron realizadas en muestra fundida, partiendo de “base seca”. La preparación de la muestra para la fusión se realizó mediante la mezcla de 1g de la muestra con 9 g de fundente $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ y LiBO_2 , en grado puro y con una proporción 1:1. Para la fusión fue utilizado un sistema automatizado marca Claisse, modelo Fluxy, el cual está equipado con crisoles y moldes de Pt/5% Au y mecheros Fisher. El tiempo total para cada corrida de fusión (tres muestras por corrida) fue de 10 minutos. El tiempo fue controlado por el equipo mencionado, el cual cuenta con un procesador programado para los tiempos de calentamiento, mezclado, vaciado y enfriado. Antes del proceso de fusión y con el fin de evitar la adherencia de las muestras (perlas) al molde de Pt, se agregaron dos gotas de un agente tensoactivo en cada crisol.

Para la medición de los elementos traza se utilizó el método de muestra prensada. La preparación de las tabletas fue realizada mediante la combinación de 5g de muestra pulverizada previamente a un tamaño de grano menor a 74 µm y la adición de 10% de cera C micropólvo (Hoechst).

Paralelamente se analizaron estándares internacionales e internos y la trazabilidad de los valores obtenidos fue verificada.

4.1.2.-Tierras Raras (REE) (ICP-MS)

Los análisis cuantitativos de los elementos de las tierras raras (REE, por sus siglas en inglés) fueron realizados en el Instituto de Geofísica de la UNAM con un equipo ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer) con el siguiente procedimiento:

1.- Se pesaron 0.2 g de muestra en vasos de PFA (perfluoralkoxy) de 50 ml.

- 2.- Fue adicionada una mezcla de ácidos concentrados bidestilados (10 ml de HF y 4 ml de HClO₄) y se calentó en una parrilla a 120°C hasta desprendimiento de vapores blancos de HClO₄.
- 3.- Se evaporó hasta secado total.
- 4.- La solución final se aforó a 100 ml con 2% HNO₃ y 10 ppb de la solución se utilizaron como estándar interno (In).
- 5.- Por cada lote de muestras fue realizada la digestión de un blanco con el fin de observar posible contaminación entre las muestras.
- 6.- Por cada lote de muestras se efectuó la digestión de un material de referencia certificado con matriz semejante a las muestras por analizar (sedimento – 1646 A), con la finalidad de verificar la calidad de la preparación de la muestra. Para cada séptima muestra del lote de muestras se realizó un duplicado para observar la reproducibilidad. El análisis fue realizado en un equipo ICP-MS marca VG Elemental, modelo PlasmaQuad3®.

Se elaboró una curva de calibración con cinco puntos (blanco, 0.1 ppb, 1 ppb, 10 ppb y 100 ppb) de una solución acuosa certificada multielemental de REE (ICP-MS-B, SPEX, High Purity) mediante la adición del estándar interno (In) a cada conjunto de los estándares y muestras, con la finalidad de corregir fluctuaciones inmediatas del instrumento y efectos de matriz.

La precisión del procedimiento se evaluó en términos de la desviación estándar relativa (%DER) y fue para todos los elementos < 3%.

4.2.- GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS DEL ÁREA DE ESTUDIO Y BLOQUE LOS CABOS

Un total de 28 muestras fueron analizadas por elementos mayores y elementos traza (Tabla 4.1), de las cuales 24 corresponden al ensamble plutónico del borde oriental. De estas muestras, 22 son rocas ígneas sin deformación aparente y las dos restantes corresponden a rocas metamórficas; una es el ortogneis Boca de La Sierra (ALP-903-A), la otra el gneis anfibolítico La Palma (ALP-904-A).

Cuatro de las 28 muestras provienen del Bloque La Trinidad (tabla 4.1) y corresponden a las rocas intrusivas de la región de Cabo Pulmo (CP-35-A, CP-35-B, CP-34-2, CP-40). Además, con el propósito de hacer un análisis comparativo más completo de las rocas del Bloque Los Cabos y del borde oriental en particular, fueron integrados al presente trabajo los datos publicados por Schaaf *et al.* (2000). La localización de las muestras del área estudiada está representada en la figura 3.1 y las coordenadas de los sitios están enlistados en la tabla 3.1 (anexo). Los resultados de los análisis de las rocas del área de estudio son descritos en las siguientes secciones.

4.2.1.-Elementos Mayores de las Rocas del Área de Estudio

Con el fin de reflejar y resaltar características químicas de las rocas en el área de estudio, comparar tendencias y ver las posibles variaciones, se elaboraron gráficas bivariantes (diagramas Harker). En la figura 4.1 (A, B, C, D, E y F) se presentan las relaciones de óxidos mayores (K_2O , Na_2O , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO , y MgO) contra SiO_2 . En ellas, es posible apreciar que entre el K_2O y el SiO_2 existe una correlación directa, mientras que la relación del Na_2O vs SiO_2 define una curva. Para el caso de Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO , y MgO las gráficas evidencian una correlación inversa respecto al contenido de SiO_2 .

En la gráfica de K_2O vs SiO_2 , las muestras del área de estudio presentan concentraciones de K_2O que varían entre 1% y 5%, mientras que los contenidos de SiO_2 son mayores a 50% y llegan a >70%. Por su parte, en las rocas del Bloque Los Cabos (BLC) reportadas por Schaaf *et al.* (2000) el contenido mínimo de K_2O es de 0.3% (BLC 8-b) y el de SiO_2 es menor a 48 % (gabro El Novillo). Sin embargo, las rocas del Bloque Los Cabos también llegan a tener valores de 5.33% de K_2O y de SiO_2 entre 60% y 70%. Por lo tanto existe buena concordancia entre las rocas del área de estudio con las de Schaaf *et al.* (2000) para valores de sílice > 50%.

En la figura 4.1B (gráfica de Na_2O vs SiO_2) se observa una dispersión amplia de los valores de Na_2O respecto al SiO_2 . No obstante la dispersión de las muestras en la gráfica, la distribución define una parábola con deflexión marcada a partir de valores de SiO_2 de 65%.

Tabla 4.1.- Concentraciones de elementos mayores (en wt%) determinados por fluorescencia de rayos X en el LUGIS, UNAM. PXC= pérdida por calcinación.

Clave	Unidad litológica	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (t)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	TOTAL
Arroyo Buenos Aires													
ABA-1	Intrusivo Matancitas	63.24	0.64	17.78	4.27	0.07	1.45	5.13	4.01	1.99	0.21	0.48	99.27
ABA-3	Intrusivo Buenos Aires	75.27	0.02	14.51	0.94	0.15	0.19	0.52	3.44	4.67	0.03	0.40	100.14
ABA-12	Dique porfídico Mata Gorda	61.97	0.68	16.88	5.15	0.08	2.34	4.98	3.79	2.43	0.20	0.66	99.16
ABA-15	Intrusivo Los Llanitos	52.67	1.35	18.26	7.12	0.09	5.87	9.18	2.92	1.06	0.13	0.78	99.44
ABA-18	Diques El Álamo	75.62	0.06	13.37	0.78	0.01	0.29	1.62	2.62	4.85	0.01	0.18	94.41
ABA-18B	Intrusivo Buenos Aires (fino)	72.59	0.20	14.04	1.82	0.03	0.48	1.66	3.01	4.90	0.05	0.28	99.45
ABA-18C	Intrusivo Los Llanitos	59.01	1.00	17.42	6.47	0.10	3.10	6.54	2.86	1.98	0.19	0.62	99.27
ABA-927	Dique porfídico Mata Gorda	64.71	0.57	16.08	4.23	0.08	1.83	4.05	3.67	2.77	0.16	1.21	99.34
ABA-928	Intrusivo La Palma	65.17	0.55	16.66	5.22	0.07	1.27	4.28	3.60	3.09	0.13	0.29	100.33
ABA-37B	Intrusivo Buenos Aires (fino)	74.68	0.07	13.61	1.24	0.03	0.30	1.18	2.98	5.07	0.02	0.44	99.62
ABA-37C	Intrusivo Matancitas	67.95	0.45	15.49	4.03	0.06	1.21	3.32	3.16	2.53	0.12	0.89	99.20
Arroyo San Dionisio													
ASD-18	Intrusivo La Virgencita	65.42	0.61	15.93	4.29	0.08	1.78	4.00	3.50	3.20	0.16	0.39	99.37
ASD-33B	Diques El Álamo	76.71	0.06	12.84	0.76	0.01	0.28	1.42	2.39	5.33	0.01	0.27	100.06
Arroyo Boca de La Sierra													
ABS-30	Dique diabásico Boca de La Sierra	50.57	2.79	14.27	12.12	0.22	3.70	7.15	4.12	1.85	1.31	1.15	99.24
Arroyo Mezquite													
AMZ-R-7	Intrusivo Matancitas	59.48	0.96	17.63	6.26	0.08	3.06	4.98	3.29	2.90	0.33	0.67	99.65
AMZ-R-7B	Xenolito Los Llanitos	48.10	1.06	18.53	10.77	0.18	5.76	9.05	2.70	2.08	0.17	1.19	99.58
Arroyo La Palma													
ALP-1	Intrusivo Matancitas	63.89	0.49	17.38	4.98	0.08	0.94	4.01	4.13	3.05	0.14	0.42	99.51
ALP-903	Intrusivo Buenos Aires (fino)	74.16	0.18	13.67	1.74	0.03	0.40	1.39	2.73	5.18	0.03	0.46	99.96
ALP-903A	Ortogneis Boca de La Sierra	70.59	0.50	14.12	3.62	0.07	1.70	1.45	2.36	4.30	0.15	0.75	99.67
ALP-904A	Gneis anfibolítico	48.62	1.33	15.23	9.88	0.18	10.29	9.62	1.24	1.96	0.32	0.74	99.41
ALP-920	Intrusivo La Palma	56.09	0.88	18.01	7.44	0.12	3.38	7.73	3.18	1.76	0.17	0.66	99.40
ALP-330	Intrusivo Matancitas	68.66	0.24	15.96	2.99	0.05	0.44	2.75	3.87	3.77	0.07	0.32	99.12
ALP-333	Intrusivo Matancitas	66.88	0.36	17.26	3.88	0.06	0.68	3.04	3.90	3.79	0.10	0.16	99.08
ALP-336	Intrusivo Matancitas	71.26	0.24	15.22	2.36	0.05	0.57	2.34	3.89	3.18	0.08	0.42	99.60
Región Cabo Pulmo													
CP-34-2	Granito Cabo Pulmo	73.31	0.19	13.63	2.12	0.07	0.50	1.45	3.61	4.32	0.06	0.29	99.54
CP-35 ^a	Dique Cabo Pulmo cuarzomonzodiorita	61.37	0.71	16.35	5.33	0.10	2.36	4.31	3.67	2.62	0.19	3.14	100.15
CP-35B	Dique Cabo Pulmo 2 afanítico	73.10	0.13	13.35	2.25	0.07	0.24	0.88	3.73	4.92	0.02	0.54	99.22
CP-40	Granodiorita Cabo Pulmo	65.89	0.56	16.32	3.78	0.08	1.27	3.63	4.06	2.94	0.17	0.59	99.29

Tabla 4.1 continuación. Concentración de los elementos trazas (en ppm), determinados por fluorescencia de rayos X en el LUGIS, UNAM

Clave	Unidad litológica	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Th	Pb	Zn	Cu	Ni	V	Cr	Co
Arroyo Buenos Aires															
ABA-1	Intrusivo Matancitas	989	52	859	16	183	8	3	16	115	14	29	61	11	53
ABA-3	Intrusivo Buenos Aires	24	269	12	55	40	14	17	32	29	22	39	7	4	46
ABA-12	Dique porfídico Mata Gorda	906	59	654	18	167	7	7	11	98	21	21	89	19	30
ABA-15	Intrusivo Los Llanitos	520	25	748	18	116	6	3	9	109	3	40	300	92	37
ABA-18	Diques El Álamo	3714	227	341	21	83	3	11	28	17	24	48	9	4	62
ABA-18B	Intrusivo Buenos Aires (fino)	1134	161	240	27	141	10	25	41	47	18	72	19	8	104
ABA-18C	Intrusivo Los Llanitos	630	83	398	28	146	8	9	14	106	4	24	130	49	41
ABA-927	Dique porfídico Mata Gorda	862	71	579	18	149	7	10	16	92	17	47	69	18	70
ABA-928	Intrusivo La Palma	1239	84	318	23	208	8	7	15	84	9	33	60	16	55
ABA-37B	Intrusivo Buenos Aires (fino)	1289	187	221	27	74	10	18	43	35	21	97	7	3	131
ABA-37C	Intrusivo Matancitas	1549	121	332	25	190	9	12	14	78	12	120	46	20	182
Arroyo San Dionisio															
ASD-18	Intrusivo Virgencita	1089	81	561	20	129	7	9	20	87	14	45	78	17	69
ASD-33B	Diques El Álamo	2477	96	300	10	75		3	24	14	31	35	13	6	45
Arroyo Boca de La Sierra															
ABS-30	Dique diabásico Boca de La Sierra	1241	39	426	57	289	17	6	5	137	16	9	224	9	29
Arroyo El Mezquite															
AMZ-R-7	Intrusivo Matancitas	1113	112	535	27	183	9	3	9	99	20	36	136	66	49
AMZ-R-7B	Xenolito Los Llanitos	355	51	365	22	95	3	3	8	118	3	25	199	68	39
Arroyo La Palma															
ALP-1	Intrusivo Matancitas	2165	74	400	28	280	11	10	13	90	12	19	45	10	38
ALP-903	Intrusivo Buenos Aires (fino)	1517	183	274	31	150	7	26	33	56	20	45	14	5	62
ALP-903 ^a	Ortogneis Boca de La Sierra	893	164	129	36	166	13	15	29	100	39	71	78	38	63
ALP-904 ^a	Gneis anfibolítico	4439	78	677	20	127	23	3	5	12	15	193	239	582	46
ALP-920	Intrusivo La Palma	498	58	408	27	109	8	5	9	81	19	28	177	62	43
ALP-330	Intrusivo Matancitas	2177	80	307	17	208	5	7	17	59	14	30	19	6	43
ALP-333	Intrusivo Matancitas	1803	87	284	31	229	10	14	14	68	17	35	36	5	58
ALP-336	Intrusivo Matancitas	1307	100	536	19	176	7	8	23	76	19	59	21	10	85
Región Cabo Pulmo															
CP-34-2	Granito Cabo Pulmo	863	175	215	36	145	11	23	25	20	24	55	17	8	74
CP-35 ^a	Dique Cabo Pulmo cuarzomonzodiorita	832	79	601	21	165	8	8	15	109	12	29	102	21	47
CP-35B	Dique Cabo Pulmo 2 afanítico	1659	181	113	39	202	12	23	32	108	23	92	7	14	122
CP-40	Granodiorita Cabo Pulmo	1107	73	749	16	185	9	6	17	90	14	43	52	15	66

Para el contenido de sílice entre 45% y 65% se presenta una tendencia positiva y valores entre 65% y 75% definen una tendencia negativa conforme a la disminución de plagioclasa en rocas ricos en sílice.

Las muestras del área de estudio se ubican entre valores de 3% a 4% de Na_2O y 60% a <75% de SiO_2 . En el caso de las rocas del Bloque Los Cabos reportadas por Schaaf et al. (2000), existen muestras con valores de Na_2O entre 3% y 4 %, pero la concentración de SiO_2 es en general menor de 60% y llegan a 5% de Na_2O para concentraciones de SiO_2 de 60% y 70%.

Comparando las gráficas A y B de la figura 4.1 (Na_2O vs SiO_2 y K_2O vs SiO_2), es posible apreciar una relación directa entre ambas para valores de SiO_2 menores a 60%. Para valores mayores a éstos las gráficas presentan un comportamiento opuesto. El comportamiento del Na_2O y del K_2O en las gráficas es el reflejo en parte de la mineralogía de las rocas del área de estudio, que varían desde diorita hasta granito (principalmente granodiorita y granito), mientras que las rocas del Bloque Los Cabos reportadas por Schaaf *et al.* (2000) comprenden desde gabro a granito.

El potasio es un elemento que se encuentra básicamente en la ortoclasa y en las micas. La abundancia de la ortoclasa (y las micas subordinadas) aumenta con el contenido de sílice (SiO_2). En márgenes continentales activos el K_2O tiene un comportamiento conforme a la diferenciación magmática y las rocas genéticamente relacionadas definen un arreglo lineal. El grado de dispersión mayor en la gráfica puede ser atribuido a los efectos de contaminación cortical. Las rocas relacionadas con procesos de cristalización fraccionada, pero sin una modificación significativa por contaminación cortical, pueden definir también una forma lineal coherente en todos los tipos de diagramas Harker.

El Na es parte fundamental de las plagioclasas, pero en presencia de concentraciones bajas de sílice, la plagioclasa tiende a ser más cálcica. A mayor concentración de SiO_2 (60%-65%) disminuye la plagioclasa cálcica pero aumenta la plagioclasa sódica y, para valores de $\text{SiO}_2 > 65\%$, la plagioclasa sódica disminuye y se aumenta el contenido de la ortoclasa. Esto se refleja en la dispersión y forma de la gráfica (parábola) e implica procesos de diferenciación por cristalización fraccionada.

La mineralogía de las rocas en el área de estudio indica que las rocas con mayor contenido modal de plagioclasa (70 %) son máficas (dioritas y gabros). Para las rocas con contenido de SiO_2 entre 60 % y 65% la plagioclasa tiende a ser intermedia con un contenido modal de 30% en promedio, junto con la presencia de biotita. Finalmente, las rocas con valores $> 65\%$ de SiO_2 son las magmáticamente más diferenciadas y llevan abundante feldespato potásico y biotita. Esto explicaría el comportamiento de las gráficas con respecto al incremento de K_2O y a la disminución del Na_2O .

Las gráficas de $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$, Al_2O_3 , CaO , y MgO (figura 4.1 C, D, E, y F) presentan correlaciones inversas respecto al SiO_2 . Con la excepción del Al_2O_3 (que presenta mayor dispersión), existen dos poblaciones: una para valores de $\text{SiO}_2 < 60\%$ con mayor dispersión y la otra con un mejor arreglo lineal para las muestras con contenido de SiO_2 superior a 60%. Las rocas con valores de

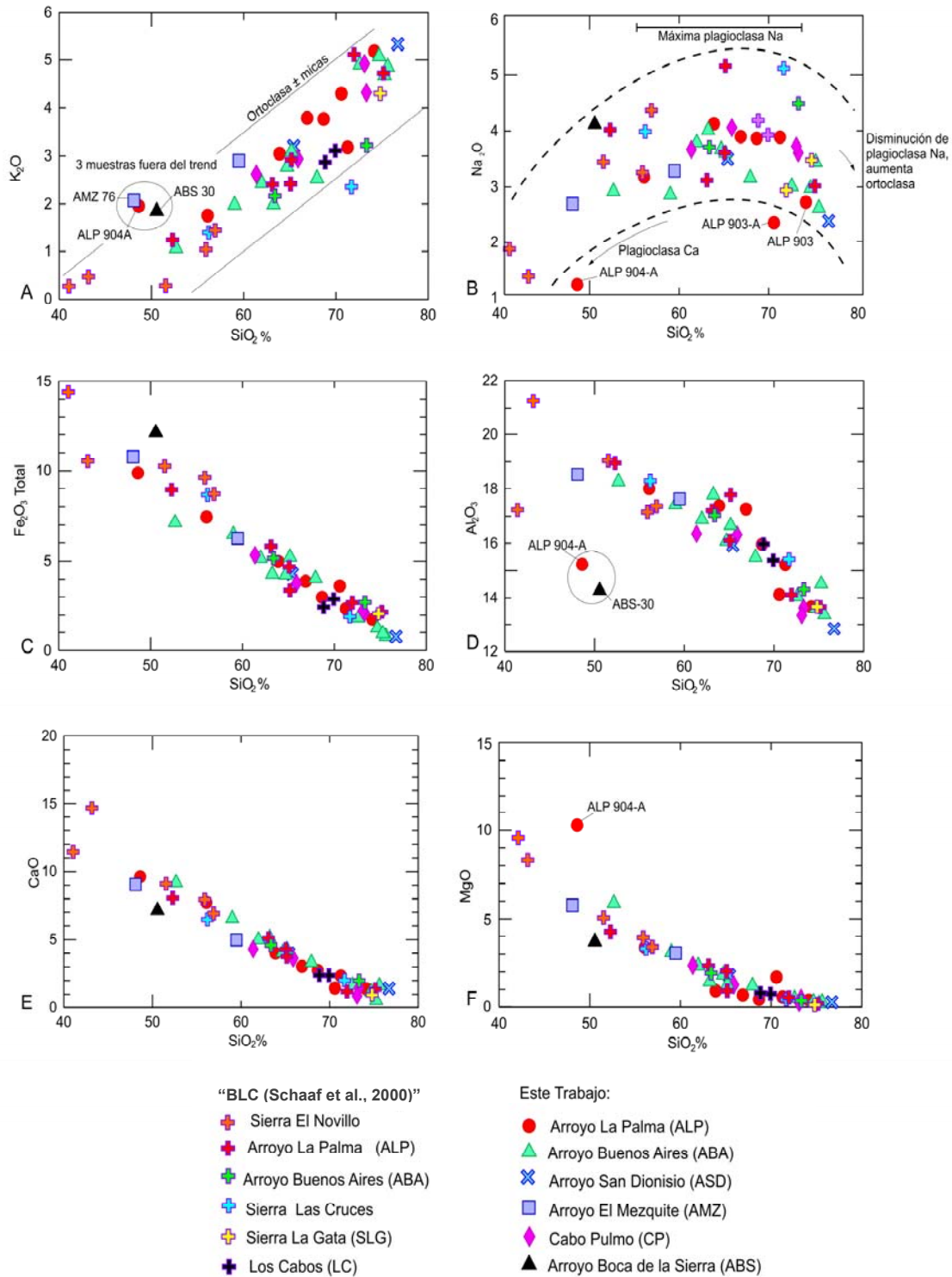


Figura 4.1.- Diagramas Harker de variación de sílice contra elementos mayores (en porcentaje de peso) para las muestras analizadas de las rocas plutónicas del área de estudio. Se incluyen también las rocas reportadas por Schaaf *et al.* (2000).

$\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ y CaO entre 10% y 15 %, los de MgO (entre 7% y 10%), así como los de Al_2O_3 (entre 17% y 21 %) presentan un contenido de SiO_2 menor de 48% y corresponden al complejo gabroico de la Sierra El Novillo (la muestra BLC-8-A con >21% de Al_2O_3), reportadas por Schaaf *et al.* (2000).

Para valores de SiO_2 entre 50% y 60 % tanto el $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ como el CaO disminuyen de 10% a 5%, mientras que el MgO varía de 5% a 2% y el Al_2O_3 de 18% a 17%. Finalmente, para concentraciones de SiO_2 mayores a 60%, los porcentajes de $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, CaO y MgO disminuyen hasta 1% o menos y los de Al_2O_3 de 14 % a 13%. Estos últimos valores corresponden a las muestras ABA-3 (intrusivo Buenos Aires con muscovita y granate) y ASD-33-B (diques El Álamo), respectivamente.

Para estos cuatro elementos existe también una buena concordancia en el arreglo lineal entre las rocas del área de estudio con las del Bloque Los Cabos reportadas por Schaaf *et al.* (2000). La abundancia del CaO y Al_2O_3 es proporcional y está en función de la presencia de plagioclasa y ferromagnesianos (píroxeno, hornblenda y biotita). En las gráficas de $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, Al_2O_3 , CaO , y MgO se pone de manifiesto la influencia de la plagioclasa y del píroxeno para las rocas máficas de la Sierra El Novillo, en donde hay abundancia de plagioclasa, píroxeno, olivino y hornblenda. Estas rocas presentan los valores más altos de $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, Al_2O_3 , CaO , MgO .

En el caso de las muestras del área de estudio se observa la influencia de plagioclasa, biotita y hornblenda. Es evidente que las rocas con contenidos elevados de $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, Al_2O_3 , CaO , MgO contienen plagioclasa intermedia (oligoclasa) y hornblenda en mayor porcentaje que la biotita, mientras que las rocas con menor contenido de CaO , y MgO son más félsicas y con plagioclasa de composición albita–andesina, feldespato potásico y biotita en mayor porcentaje que la hornblenda, lo cual explica el bajo contenido de CaO , MgO y $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ no así el del Al_2O_3 , que es > 13%.

Las gráficas de elementos mayores del área de estudio y del Bloque Los Cabos muestran un típico tren de diferenciación calcoalcalino con un contenido de hierro total disminuyendo progresivamente conforme el contenido de SiO_2 se incrementa, debido en parte a la cristalización temprana de minerales ricos en Fe. En la mayoría de las muestras analizadas petrográficamente se presentan minerales opacos como minerales accesorios, incluidos en la hornblenda y en la biotita. En este ambiente magmático es muy probable que se trate de magnetita.

El mayor grado de dispersión de las rocas graficadas para valores <60% de SiO_2 puede reflejar los efectos de contaminación cortical, mientras que los arreglos lineales mejores en las gráficas con SiO_2 > 60% pueden estar relacionados a procesos de cristalización fraccionada sin mucha modificación por dicha contaminación. Los arreglos de los elementos mayores mostrados por las rocas del área de estudio y del Bloque Los Cabos reportados por Schaaf *et al.* (2000) en las gráficas de la figura 4.1 son comunes para rocas de márgenes continentales activos. Lo anterior queda confirmado en el diagrama de discriminación SiO_2 vs K_2O de Le Maitre *et al.* (1989) y

considerando los límites de K_2O dado por Peccerillo y Taylor (1976) (figura 4.2A), en donde la mayoría de las rocas de Bloque Los Cabos estudiadas por Schaaf et al. (2000) quedan

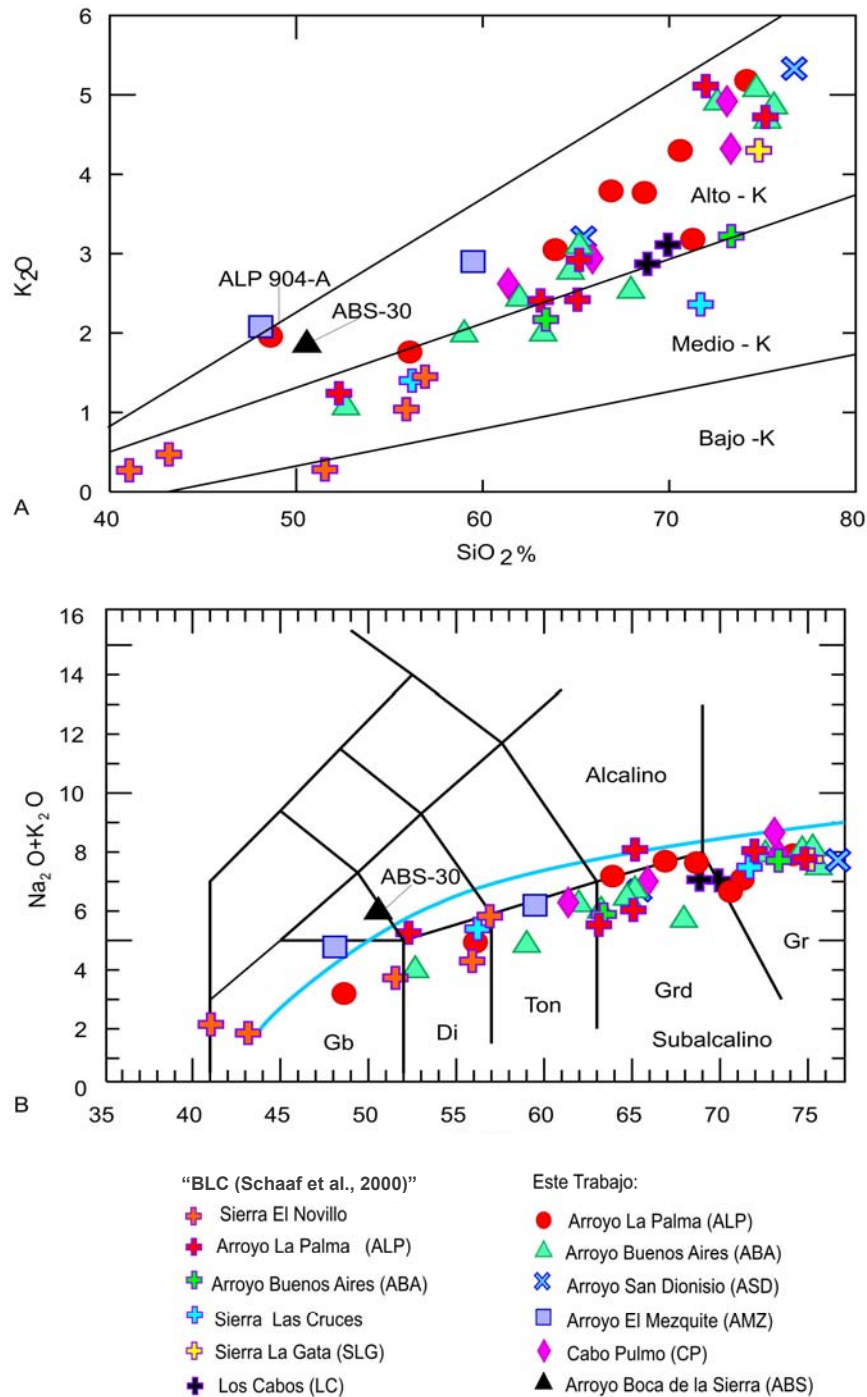


Figura 4.2.- A.- Diagrama de discriminación SiO_2 vs K_2O de las muestras de rocas plutónicas analizadas en el área de estudio, de acuerdo a Le Maitre *et al.* (1989) y considerando los límites de K_2O dados por Peccerillo y Taylor (1976). B.- Diagrama TAS (SiO_2 vs álcalis $Na_2O + K_2O$; Le Bas *et al.*, 1986) para las rocas plutónicas del área de estudio. En A y B se incluyen las muestras reportadas por Schaaf *et al.* (2000).

en el campo de medio K. En cambio, las rocas del área de estudio (Borde Oriental del Bloque Los Cabos) tienden a graficar generalmente por encima del límite medio, principalmente en el campo de rocas altas en K, con la excepción de algunas muestras de arroyo Buenos Aires (ABA). Las muestras graficadas representan toda la región meridional por lo que se puede considerar que las rocas plutónicas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz son rocas con un contenido medio a alto de K_2O . Esto implica que el comportamiento de K_2O es un reflejo de las rocas volumétricamente dominantes en el área, principalmente formado por granodiorita y granito.

En el diagrama TAS [SiO_2 vs álcalis totales ($Na_2O + K_2O$)] de Le Bas *et al.* (1986), las rocas del área de estudio y del Bloque Los Cabos (figura 4.2B) tienen una distribución que cubre todo el espectro de las rocas plutónicas: rocas con contenidos de SiO_2 de 45% y álcalis menor a 3% (ultrabásicas), rocas con 45%-52% de SiO_2 y álcalis de 3% a 6% (rocas máficas: gabro), rocas con 52%-66% de SiO_2 y álcalis entre 4 y 7% (rocas intermedias: diorita, tonalita y granodiorita) y rocas en donde el porcentaje de sílice es >66% y el de álcalis entre 5% y 9% (rocas félsicas correspondientes a los campos de la granodiorita (cuarzodiorita) y el granito).

La mayoría de las rocas están concentradas entre valores de 63% hasta >70% de SiO_2 , con álcalis entre 4% y 6%. En la gráfica se aprecia que las rocas del Bloque Los Cabos reportadas por Schaaf *et al.* (2000) comprenden desde las rocas ultramáficas (gabro de la Sierra El Novillo) hasta las félsicas, mientras que las del área de estudio grafican con valores de SiO_2 entre 52% y 75% (desde el campo de las dioritas hasta el de los granitos).

En la figura 4.2B se presenta también la líneas de separación entre los magmas alcalinos y calcoalcalinos (subalcalinos) que permite apreciar como las rocas del área de estudio y las del Bloque Los Cabos (Schaaf *et al.*, 2000) caen en el campo de las calcoalcalinas, pero con varias muestras cerca del límite con el campo alcalino.

La mayoría de las rocas del área de estudio y del Bloque Los Cabos reflejan un carácter peraluminoso en el diagrama de índice de álcalis de Maniar y Piccoli (1989) (figura 4.3A) con algunas excepciones en el campo de las rocas metaluminosas (ABS-30, ASD-33-B, CP-35-B, CP-34-2 y de El Novillo (BLC-7)).

La gráfica de la figura 4.3A puede implicar que la proporción molecular de alúmina excedió a la proporción de sodio, potasio y calcio combinados y que el exceso de aluminio permitió la formación de muscovita. Sin embargo, la gráfica también indica que una parte del aluminio se combinó para formar hornblenda y minerales no tan aluminosos como la biotita (campo metaluminoso). Las rocas peraluminosas se forman de magmas hidratados félsicos de baja temperatura que generan granodioritas y granitos. Las rocas del área de estudio analizadas y las del Bloque Los Cabos (reportadas por Schaaf *et al.*, 2000) se graficaron en el diagrama AFM (álcalis-FeO-MgO) propuesto por Irvine y Baragar (1971) y definen un patrón calcoalcalino característico.

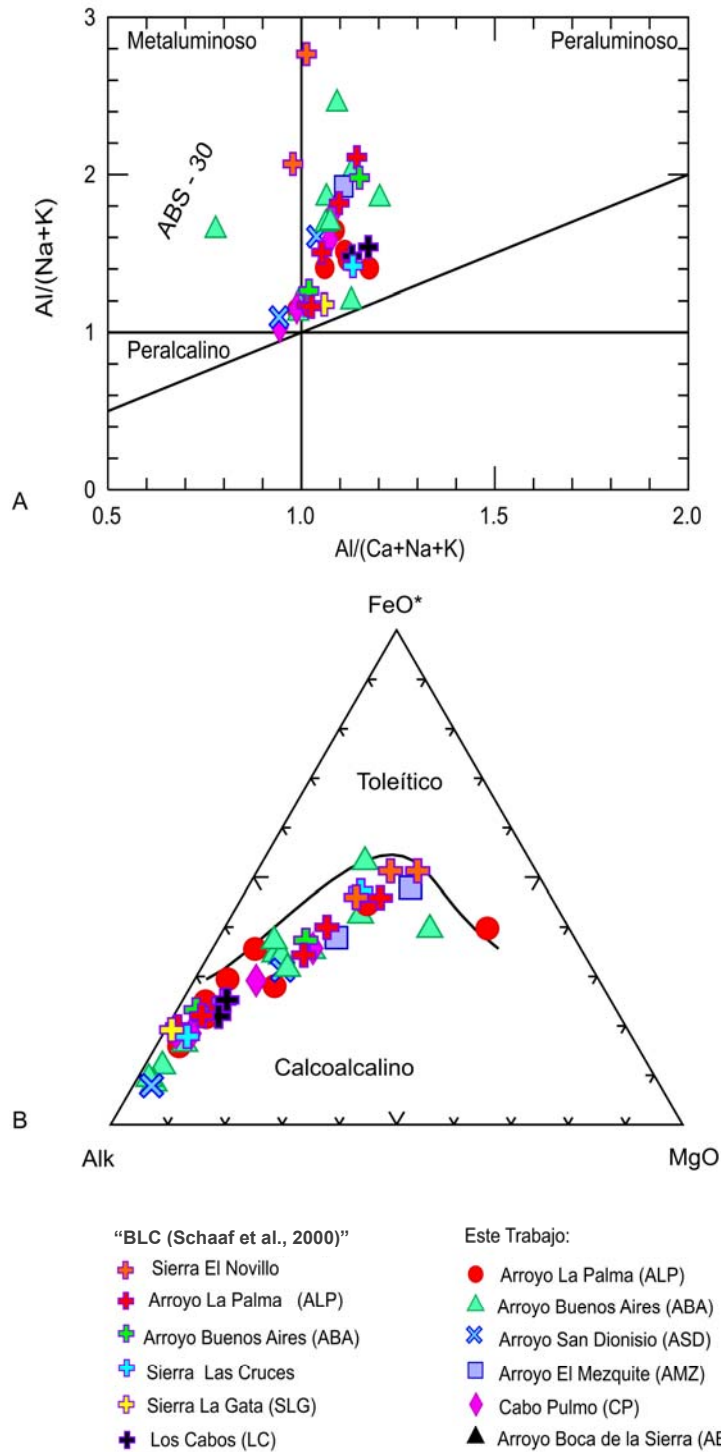


Figura 4.3: A.- Distribución de las muestras analizadas de rocas en el área de estudio en un diagrama de índice de álcalis de Maniar y Piccoli (1989) (se incluyen además las del Bloque Los Cabos reportadas por Schaaf *et al*, 2000). B.-Distribución de las rocas analizadas del área de estudio graficadas en un diagrama AFM. Las muestras definen un patrón típico de rocas pertenecientes a la serie calcoalcalina o subalcalina (propuesto por Irvine y Baragar, 1971).

En las figuras anteriores (4.1, 4.2 y 4.3) salen del patrón general las muestras ALP-904-A (que corresponde al gneis anfibolítico), ABS-30 (representa a los diques diabásicos considerados como las rocas ígneas más jóvenes del área de estudio) y ALP- 903-A (corresponde al ortogneis Boca de La Sierra) que presenta bajos contenidos de CaO (1.4%) y altos de SiO₂ (70.5%). La muestra AMZ-7B corresponde a un xenolito cuarzodiorítico que grafica en el campo alcalino. Las muestras AMZ-7B, ALP-904-A, ABS-30 tienen porcentajes bajos de SiO₂ y valores relativamente altos de K₂O (cercaos a 2%), lo cual se debe posiblemente a la infiltración de K de la roca de caja o a la alteración secundaria.

4.2.2.- Elementos Traza de las Rocas del Área de Estudio.

El contenido de algunos elementos traza (Rb, Ba, Sr, Y, Th, Zr, Nb) en las rocas del área de estudio y del Bloque Los Cabos se grafican vs SiO₂ en la figura 4.4 e indican, en general, que las concentraciones de estos elementos definen una correlación directa respecto al SiO₂ ,pero sus concentraciones varían y cada gráfica presenta particularidades.

Las gráficas de Sr y de Ba (figuras 4.4A y 4.4B) tienen en general un comportamiento similar pero las concentraciones de Sr (de 12 a 860 ppm) son generalmente menores a las de Ba (24 a 4440 ppm). Ambas gráficas manifiestan una dispersión amplia con deflexión que burdamente define un arreglo en parábola. Inicialmente las graficas presentan una tendencia vagamente positiva, con valores de Sr de 200 a 800 ppm para contenidos de SiO₂ entre 45% y 60%, mientras que el Ba tiene entre 31 y 2000 ppm para valores de SiO₂ entre 45% y <70%. Sin embargo, a partir de contenidos de 60% de SiO₂ los valores de Sr disminuyen hasta <100 ppm y en el caso del Ba la disminución se manifiesta a partir de valores de 70% de SiO₂, llegando hasta 100 ppm [muestras ABA-1 (intrusivo Matancitas) y ABA-3, (intrusivo Buenos Aires)].

En general, las muestras de arroyo La Palma (ALP) presentan valores relativamente más altos de Ba en comparación a las muestras del arroyo Buenos Aires (con excepción de la muestra ABA-18), mientras que el contenido de Ba en las rocas del Bloque Los Cabos es burdamente menor a las muestras del arroyo Buenos Aires.

Las rocas con contenido de SiO₂ de aproximadamente 60% tienen también el más alto contenido de plagioclasa, mientras que las de menor contenido de Sr corresponden a las muestras dominadas por feldespato potásico en donde el SiO₂ es >65%.

Las gráficas reflejan que tanto el Sr como el Ba están controlados por el fraccionamiento de la plagioclasa y el feldespato potásico y en menor porcentaje por las micas y hornblenda. El Ba es sustituido por potasio en feldespato potásico, hornblenda, biotita y el cambio en el contenido de Ba y

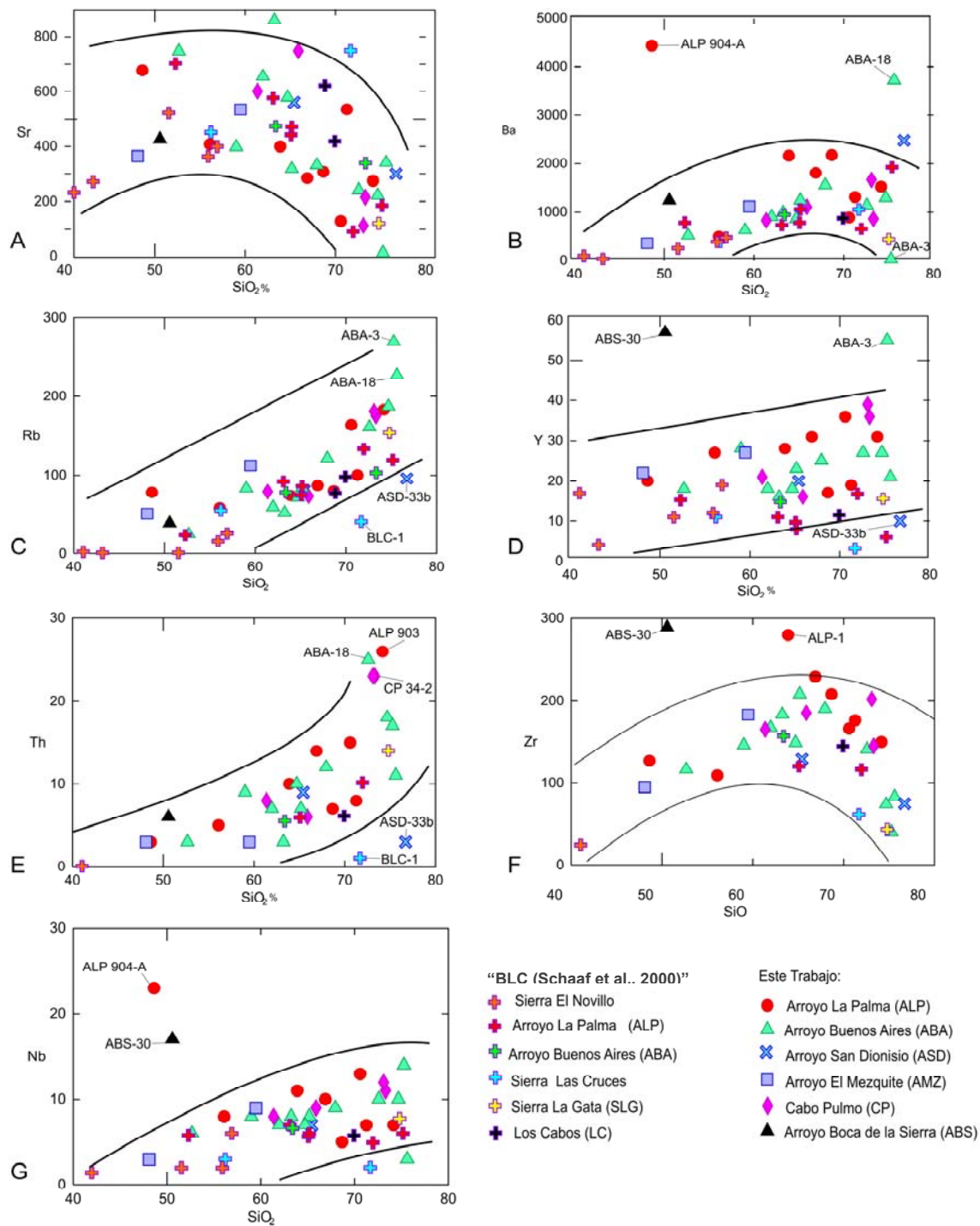


Figura 4.4.- Diagramas de variación Harker de sílice (wt%) vs contenido de algunos elementos traza en partes por millón (ppm) de las rocas plutónicas del área de estudio y del Bloque Los Cabos.

en la relación de K/Ba puede indicar el papel desempeñado por alguna de las fases mineralógicas (hornblenda) y que se refleja en la tendencia negativa del Ba para valores altos de SiO₂.

Por otro lado, el Sr es sustituido rápidamente por el Ca en la plagioclasa y las relaciones de Sr y Ca/Sr son un buen indicador de la participación de plagioclasa a niveles someros de cristalización, lo cual explica la tendencia negativa del Sr para valores de SiO₂ mayores a 60%.

La relación de Rb vs SiO₂ (figura 4.4C) es similar al comportamiento del K₂O vs SiO₂, a pesar de que existe una dispersión considerable. En la gráfica es posible distinguir dos poblaciones: Una para valores de SiO₂ entre 45 y ~ 67% en donde las concentraciones de Rb son entre 10ppm y 100ppm y otra población para valores de SiO₂ entre ~ 67% y 75%, en donde las concentraciones de Rb se incrementan de manera notable hasta 269 ppm. En general, las concentraciones de Rb en las rocas de área de estudio son mayores que los de las muestras reportadas por Schaaf *et al.* (2000), donde las concentraciones son principalmente más bajas en las rocas con porcentaje de SiO₂ > 70%. La figura 4.4C refleja la influencia de las fases mineralógicas del feldespato potásico y biotita, el primero como componente principal de las rocas más félsicas y el segundo como mineral abundante de las rocas del área de estudio. Existe una marcada semejanza entre la relación del K₂O vs SiO₂ (figura 4.1A) con la de Rb vs SiO₂, lo cual indica que parte del K fue sustituido por el Rb en el feldespato potásico y la biotita.

La relación de Y vs SiO₂ (figura 4.4 D) manifiesta una dispersión amplia pero con tendencias ligeramente positivas para las rocas del área de estudio con un contenido de SiO₂ > 66%, cubriendo un rango entre 3 ppm (BLC-1) a 57 y 55 ppm (ABS-30 y ABA-3). En las rocas con concentraciones de SiO₂ menores a 60% la dispersión de los valores de Y está entre 10 ppm y aproximadamente 20 ppm. Las rocas del área de estudio y los del Bloque Los Cabos (Schaaf *et al.*, 2000) muestran una cierta correlación, pero con mayor concentración de Y para valores >60% de SiO₂ en las primeras. En general, las rocas más félsicas, como las del intrusivo Buenos Aires (ABA-3) y el ortogneis Boca de la Sierra (ALP-903-A), presentan abundante granate y hornblenda y frecuentemente esfena (fase accesoria en algunas muestras), lo cual puede explicar el comportamiento y la distribución del Y en la figura 4.4 D.

El comportamiento de Y es de un elemento incompatible semejante a las REE ligeras y está acomodado en los granates, anfíboles y en menor grado en los piroxenos. La presencia de fases accesorias como esfena o apatito, puede tener un efecto mayor en las concentraciones de Y. Las rocas del arroyo La Palma tienen abundante hornblenda y esfena (como accesorio), mientras que las de arroyo Buenos Aires presentan hornblenda y granate (como accesorio). Esto explica, en parte, los arreglos lineales de las muestras de los arroyos Buenos Aires (ABA) y La Palma (ALP) en la figura 4.4 D.

Las gráficas E y F de la figura 4.4 corresponden a las relaciones de Th vs SiO₂ y Zr vs SiO₂ y en ellas se observan comportamientos opuestos. En el caso de Th la correlación es positiva y las concentraciones de Th de las rocas analizadas están entre 0.04 ppm para muestras máficas (BLC-8-B y BLC-1; gabro El Novillo y intrusivo Las Cruces) y 26 ppm para rocas félsicas (muestras ALP-903, ABA-18-B, CP-34-2 y CP-35-B). Para el mismo porcentaje de sílice las rocas del área de estudio presentan en general mayor contenido de Th que las rocas del Bloque Los Cabos reportadas por Schaaf et al. (2000).

Las muestras ASD-33-B (diques El Álamo) y BLC-1 (intrusivo Las Cruces) salen de la tendencia y presentan valores bajos de Th entre 3 y 1 ppm a pesar de su elevado contenido de SiO₂ (>70%), lo cual se puede explicar con un empobrecimiento de zircón en estas muestras, dado que el Th es fijado principalmente por este mineral.

La gráfica de Zr manifiesta un comportamiento similar a la del Sr vs SiO₂ pero con una mejor definición en cuanto a la correlación directa para valores de Zr entre 24 ppm (muestra BLC-8B) y 280 ppm (muestra ALP-1) con valores de SiO₂ entre 40% y 66%. A partir del 66% de SiO₂, se observa una deflexión que marca el inicio de una correlación inversa con una disminución de los valores de Zr desde casi 300 a 30 ppm.

En la figura 4.4 F las rocas del arroyo Buenos Aires (ABA) tienen un arreglo positivo para valores de SiO₂ >60% a 70% en donde el Zr se incrementa de casi 100 a 200 ppm, pero a partir de contenido >70% de SiO₂ los valores de Zr disminuyen de 200 a 40 ppm. Las rocas del Bloque Los Cabos presentan en general una concentración de Zr menor a la de las rocas del área de estudio para concentraciones similares de SiO₂.

El Zr es un elemento incompatible y realmente no es substituido en las fases mayores del manto pero puede ser substituido por Ti en fases accesorias como esfena y rutilo en las etapas más diferenciadas. Esto puede ser útil para indicar el índice de diferenciación. Las rocas del área de estudio, principalmente la granodiorita y tonalita, por lo general presentan zircón y esfena como fases accesorias, pero con disminución en las muestras más félsicas, lo cual puede explicar el comportamiento del Zr en la figura 4.4 F.

La relación de Nb vs SiO₂ (mostrada en la figura 4.4G) presenta una amplia dispersión de las muestras graficadas y manifiesta una pendiente positiva con valores de Nb que varían de 3 a 20 ppm. En términos generales, las rocas del arroyo La Palma (ALP) presentan mayor concentración de Nb que las muestras del arroyo Buenos Aires (ABA) para contenidos de SiO₂ similares, mientras que las rocas del Bloque Los Cabos tienen valores inferiores a las del área de estudio.

El valor de Nb se incrementa con el SiO₂ alcanzando 15 ppm para rocas con más del 75% de SiO₂. Las rocas con valores de 50% a 60% de sílice contienen menos de 10 ppm, para rocas en donde el porcentaje de sílice está entre 60% a 70% la concentración de Nb es de 5 a 10 ppm y las rocas con porcentajes > 70% de sílice tienen valores de Nb entre 2 y 15 ppm. El Nb esta principalmente fijado

en la hornblenda y su distribución en la figura 4.4 G refleja parcialmente los cambios del contenido de este mineral en las rocas estudiadas.

En todas las graficas de la figura 4.4 salen del arreglo general la muestra ALP-904-A (gneis anfibolítico), la roca ABS-30 (dique diabásico Boca de La Sierra), BLC-1 (intrusivo Las Cruces) y ABA 18 (diques El Álamo).

En muchas gráficas de elementos traza se refleja la presencia de fases minerales típicas de rocas intermedias a félsicas (ácidas) como la presencia de plagioclasa, feldespato potásico, hornblenda y biotita, así como fases accesorias de zircón y esfena. Esto implica que las rocas del área de estudio alcanzaron una etapa de diferenciación ligeramente más avanzada respecto al resto de las rocas del Bloque Los Cabos reportadas por Schaaf *et al.* (2000).

4.2.3.- Diagramas de Discriminación de Ambiente Tectónico para las Rocas del Área de Estudio

Con la finalidad de establecer la relación con el ambiente tectónico, las rocas del área estudiada fueron graficadas en un diagrama de discriminación de Rb vs Y+Nb (figura 4.5) propuesto por Pearce *et al.* (1984).

La mayoría de las muestras grafican en el campo de granitos de arcos volcánicos (*Volcanic-Arc Granites*, VAG), con excepción de la muestra ABA-12, que representa un dique joven en el Borde Oriental del Bloque Los Cabos. Esta roca queda fuera del campo VAG y cae en el campo de un ambiente intraplaca (*Within-Plate Granites*, WPG). Sin embargo, su posición en la figura 4.5 puede ser un artefacto porque la grafica está diseñada para rocas ígneas intermedias, lo cual puede implicar posiciones erróneas para rocas máficas y ácidas (félsicas).

La muestra ABA-18 (corresponde a la unidad diques El Álamo) es félsica y grafica en el límite de granitos de arco volcánicos (VAG) y granitos sin-colisionales (syn-COLG) con 227 ppm de Rb y 24 de Y+Nb. En la misma manera, las rocas más ricas en sílice (ABA-3, CP 34-2 y 35-B) están en los límites de granitos de arcos volcánicos (VAG) y granitos intraplacas (WPG).

En general, las muestras del Bloque Los Cabos reportadas por Schaaf *et al.* (2000) grafican en su totalidad en el campo VAG de la figura 4.5.

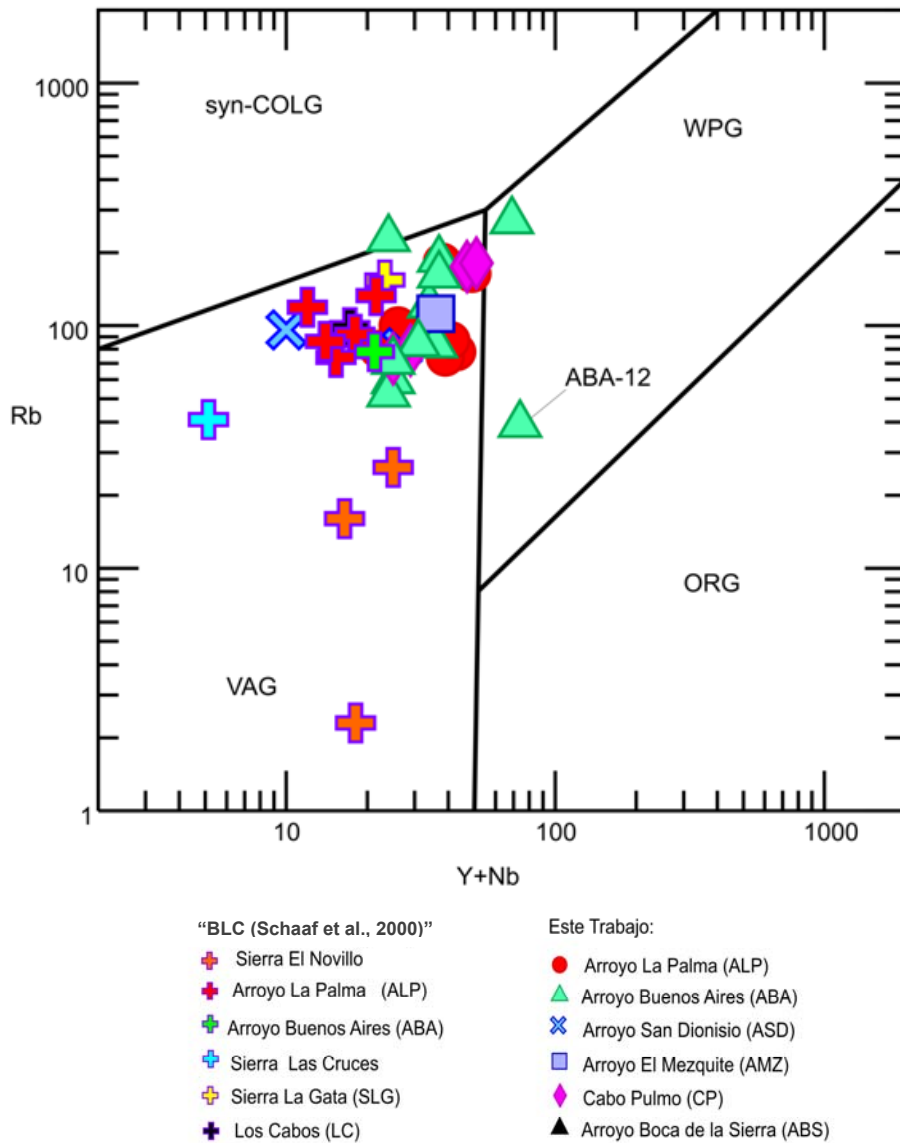


Figura 4.5.- Distribución de las rocas del área estudiada graficadas en un diagrama de discriminación de Rb vs Y+Nb propuesto por Pearce *et al.* (1984) con la finalidad de establecer la relación con el ambiente tectónico. VAG= granitos de arcos volcánicos, WPG= granitos intraplacas, synCOLG= granitos sin-colisionales, ORG= granitos orogénicos.

4.2.4.- Tierras Raras (REE) de las Rocas del Área de Estudio

Un total de nueve muestras del área de estudio fueron seleccionadas para el análisis de las Tierras Raras (REE). Cuatro del arroyo La Palma (ALP-903, ALP-333, ALP-903-A, ALP-904-A) donde las dos últimas corresponden a las rocas metamórficas (ortogneis Boca de La Sierra y gneis anfibolítico, respectivamente). Cuatro pertenecen al arroyo Buenos Aires (ABA-1, ABA-3, ABA-15, ABA 18-B), y una es del arroyo San Dionisio (ASD-18). Las concentraciones de REE son presentadas en la tabla 4.2. Para la presentación en los diagramas las muestras fueron normalizadas a valores condriticos (Evensen *et al.*, 1978) y graficadas de acuerdo a Nakamura (1974). En la figura 4.6A se incluyen todas las muestras y el patrón de las REE tiene una pendiente suave pero negativa, sin una marcada presencia de una anomalía de Eu, con excepción de la muestra de ABA-3 (intrusivo Buenos Aires).

El patrón de tierras raras ligeras (LREE) define dos grupos: uno con valores de casi 200 veces condriticas, representadas por las rocas de ALP (con excepción de ALP-904-A). El segundo grupo son las rocas ABA, las cuales con la excepción de ABA 18-B, presentan valores de 20 a 70 veces el de la condrita. Las tierras raras pesadas (HREE) tienen mayor dispersión entre casi condritica hasta 20 veces condritica, lo cual corresponde a las muestras ABA-3 y ABA-18-B.

La figura 4.6B representa únicamente las rocas del arroyo La Palma (ALP). La gráfica tiene un comportamiento típico de rocas asociadas a ambientes de subducción o zonas orogénicas con participación cortical y no muestran anomalías de Eu.

La figura 4.6C muestra las rocas de los arroyos Buenos Aires y San Dionisio. Todas las rocas salvo ABA18B y ABA-3 con biotita+muscovita+granate, tienen la misma tendencia pero con menos enriquecimiento de LREE en comparación a las muestras del arroyo La Palma (figura 4.6 B).

La muestra ABA-18B es rica en cuarzo y feldespato y presenta los valores más altos de LREE y más bajos de HREE. No se observa una anomalía de Eu debido al bajo porcentaje de plagioclasa y prácticamente define una línea plana con pendiente negativa pronunciada. La muestra ABA-3 (intrusivo Buenos Aires, con presencia de granate y muscovita) muestra una pronunciada anomalía negativa de Eu, obviamente causado por una alta tasa de fraccionamiento de la plagioclasa. Su enriquecimiento en las HREE es típico para la presencia de granate.

El comportamiento de las gráficas de las muestras analizadas presenta un patrón característico de rocas asociadas con procesos de subducción con participación de componentes de la corteza y del manto.

Tabla 4.2. Concentración de tierras raras en ppm de las muestras del área de estudio, analizados por ICP-MS en el laboratorio del Instituto de Geofísica, UNAM. La normalización a condrita se efectuó según Evensen *et al.* (1978).

ARROYO BUENOS AIRES													
Clave	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Lu
ABA1	17.17	41.50	4.80	22.13	4.58	2.00	3.88	0.46	2.82	0.38	0.95	0.09	0.06
ABA3	10.50	23.73	3.33	13.98	4.24	0.07	4.11	0.77	6.28	1.26	4.64	0.80	0.88
ABA15	13.78	29.68	4.70	23.30	5.53	2.21	5.29	0.70	4.35	0.64	1.65	0.18	0.16
ABA18B	47.78	89.29	7.28	28.46	5.23	1.34	4.15	0.43	2.26	0.26	0.56	0.05	0.03
ARROYO SAN DIONISIO													
ASD18	20.61	44.04	4.96	20.76	3.92	1.73	3.56	0.43	2.72	0.39	1.10	0.14	0.11
ARROYO LA PALMA													
ALP903	62.45	117.16	9.67	37.00	6.55	1.41	1.41	0.50	2.44	0.25	0.68	0.08	0.06
ALP903A	46.80	86.74	8.55	36.51	7.88	1.52	7.14	0.88	4.61	0.68	1.13	0.09	0.05
ALP904A	18.31	40.48	4.43	20.25	4.61	3.03	4.97	0.70	4.52	0.68	1.67	0.21	0.20
ALP333	70.56	128.64	11.61	47.79	9.05	2.57	8.51	1.15	7.66	1.64	3.40	0.38	0.31

Normadas según Evensen *et al.* (1978)

ARROYO BUENOS AIRES													
Clave	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Lu
ABA1	70.20	65.16	49.81	46.71	29.74	24.99	18.99	12.28	11.22	6.70	5.73	3.34	2.44
ABA3	42.93	37.25	34.55	29.51	29.51	0.83	20.12	20.56	25.03	22.28	27.95	31.36	34.66
ABA15	56.34	46.60	48.77	49.18	35.91	27.58	25.89	18.69	17.32	11.29	9.93	6.94	6.30
ABA18B	195.34	140.17	75.54	60.07	33.96	16.72	20.31	11.48	9.01	4.50	3.40	1.89	1.11
ARROYO SAN DIONISIO													
ASD18	84.26	69.14	51.47	43.82	25.45	21.54	17.43	11.48	10.82	6.88	6.65	5.28	4.33
ARROYO LA PALMA													
ALP903	255.31	183.92	100.34	78.09	42.53	17.58	24.91	13.35	9.72	4.41	4.10	3.03	2.21
ALP903A	191.33	136.17	88.72	77.06	51.17	18.96	34.95	23.50	18.38	12.00	6.80	3.66	2.09
ALP904A	74.86	63.54	45.97	42.74	29.94	37.75	24.33	18.69	18.02	11.99	10.07	8.20	7.88
ALP9333	288.47	201.95	120.47	100.87	58.77	32.06	41.65	30.71	30.53	28.87	20.48	14.84	12.21

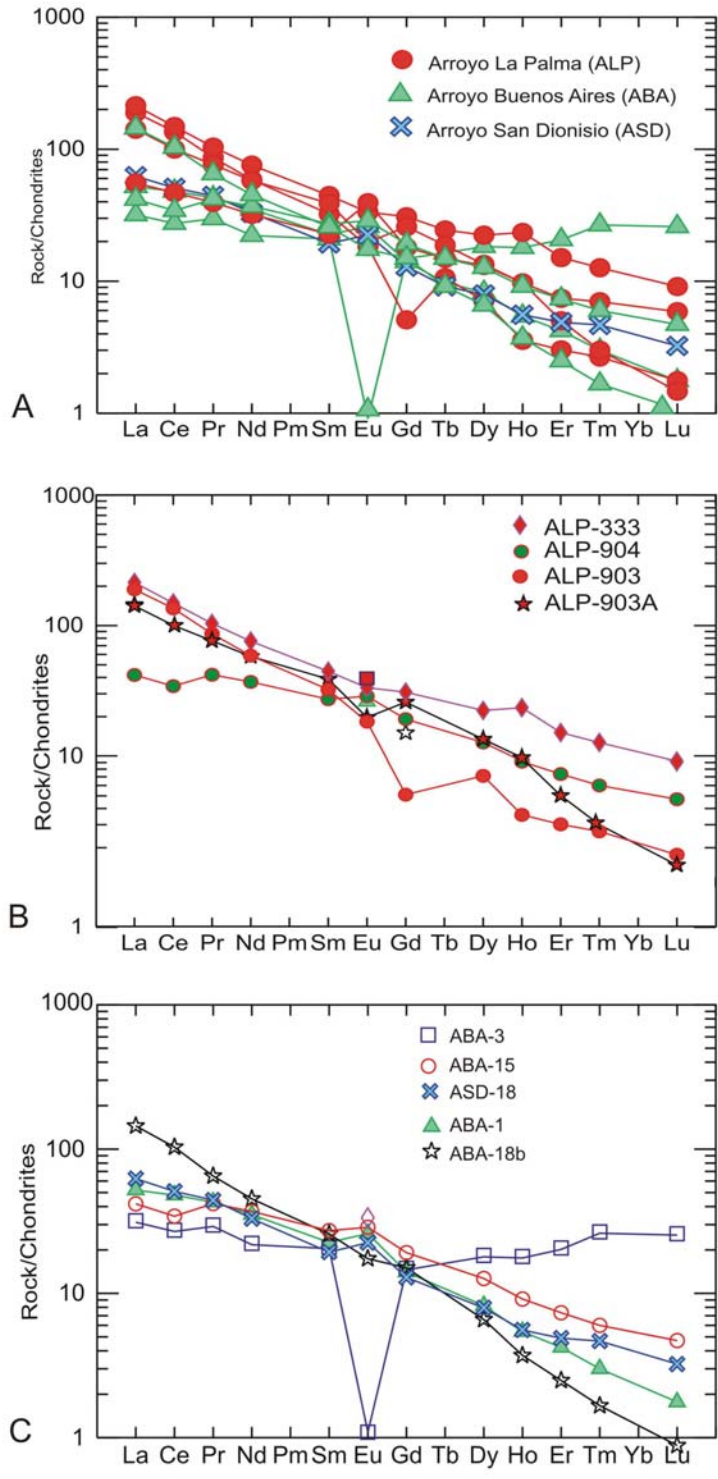


Figura 4.6: Patrones de concentraciones de REE de las 9 muestras de rocas analizadas del área de estudio; las muestras fueron normalizadas a condrita (Evensen *et al.*, 1978) y graficadas de acuerdo a Nakamura (1974). En A se incluyen todas las muestras analizadas. B.- Representa únicamente las rocas del arroyo La Palma (ALP). En C están las muestras de las rocas de los arroyos Buenos Aires y San Dionisio. La anomalía de Gd de la muestra ALP-903 en las graficas A y B obedece posiblemente a un error analítico.

4.3.- GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

4.3.1- Metodología

Para el análisis isotópico se colectaron en el campo entre 5 y 25 kilos de material de roca fresca o sana. En todos los casos se procuró evitar las rocas con biotita alterada a clorita o cualquier otro indicador de alteración química que pueda sugerir una perturbación del sistema isotópico Rb-Sr. Posteriormente el material que fue quebrado, se lavó con agua destilada y fue secado antes de ser sometido a una trituradora de quijada. El producto fue molido en un molino de rodillos y pulverizado en una pulverizadora de carburo de tungsteno, obteniendo un polvo con un tamaño de grano de aproximadamente 60 μm y fue cuarteado a fracciones de 50 - 80 g.

En el caso de los minerales se tamizó el polvo del molido para obtener una fracción de 80-100 μm para biotita y muscovita. Estos minerales fueron separados utilizando una mesa vibradora y posteriormente separados con ayuda de un separador magnético isodinámico Frantz. Los granates de las muestras (ABA-3 y ABA-37-A) fueron separados manualmente después de la separación magnética.

Para la geoquímica isotópica y obtención de edades en el presente estudio se utilizaron los métodos de Rb-Sr y Sm-Nd en mineral y roca entera.

Todo el procedimiento analítico fue realizado en el LUGIS (Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica) de la UNAM cuya metodología es descrita a continuación.

En el caso del análisis de las rocas enteras (WR) y los minerales entre 20 y 100 mg de la muestra pulverizada fue disuelta en bombas de teflón con ácido hidrofúorídrico (HF) y hidroclicórico (HCl). Las soluciones fueron preparadas en alícuotas añadiendo un spike ^{87}Rb y otro con una combinación de ^{84}Sr - ^{145}Nd - ^{149}Sm para el análisis de dilución isotópica (determinación de concentraciones).

La separación de Rb y Sr así como los REE se realizó mediante el uso de columnas de vidrio de cuarzo con resina Dowex para intercambio iónico, calibrados por espectrometría de absorción atómica. La separación de Sm y Nd fue realizada con diferentes juegos de columnas pequeñas rellenas con teflón cubierta con hidrógeno di etil- exil fosfato (HDEHP). Estas columnas fueron calibradas colorimétricamente.

La relación de isótopos de Rb fue medida con un espectrómetro de masas con un solo colector tipo NBS (Teledyne Modelo SS-1290) en modo dinámico (peak-jumping). Las relaciones isotópicas de Sr, Sm y Nd fueron medidas con un espectrómetro de masa tipo Finnigan MAT 262 equipado con un sistema multicolector variable con 8 colectores Faraday y una fuente de doble filamento de Renio en modo estático. Las muestras fueron cargadas como cloruros sobre un filamento de renio y fueron medidas como iones metálicos.

Las relaciones isotópicas de Sr y Nd fueron determinadas con la medición de 6 bloques con diez relaciones isotópicas individuales cada uno. Para el Sm, cuatro bloques de cinco relaciones isotópicas individuales fueron medidos y para el Rb se hicieron entre 20 y 40 mediciones de $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$.

Estos resultados fueron promediados y listados con la desviación estándar (1σ) de las corridas en la tabla 4.3. Las relaciones isotópicas para Sr-, Nd-, y Sm fueron corregidas por fraccionamiento de masa por normalización de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$, $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ y $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 1.78308$ (tabla 4.3).

El valor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del estándar SRM987 fue de 0.710234 ± 0.000018 ($n = 214$). El valor $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ del estándar Nd La Jolla fue de 0.511880 ± 0.000022 ($n = 123$). Las edades por Rb-Sr de roca entera (WR) y minerales así como edades de isócronas de roca entera (WR) su error (1σ) y MSWD fueron calculados con el programa de Wendt en Brooks *et al.* (1968).

Las edades modelo de Sm-Nd (t_{DM} , tabla 4.3) fueron calculados con parámetros de manto superior empobrecido ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513089$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2128$, valores promedio para xenolitos de Iherzolita de Joya Honda y otros maares en San Luís Potosí, centro de México (Schaaf *et al.*, 1994). La constante de decaimiento usada para todos los cálculos de edades para el ^{87}Rb fue de $1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ y para ^{147}Sm fue de $6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$.

4.3.2.- Geoquímica Isotópica de Rb-Sr y Sm-Nd

Los datos isotópicos de Rb-Sr y Sm-Nd para 16 muestras de roca entera y 15 minerales se presentan en la tabla 4.3. Dos rocas enteras tienen características metamórficas (muestra ALP-903; ortogneis Boca de la Sierra y la ALP-904-A; gneis anfibolítico), dos muestras son de la región de Cabo Pulmo (CP-34-2 y CP-40) y 14 muestras son rocas plutónicas del área de estudio (Borde Oriental del Bloque Los Cabos).

Las relaciones altas de Rb/Sr encontradas en la corteza continental llevan a un acelerado incremento en las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con el tiempo, mientras que las bajas relaciones de Rb/Sr del manto agotado conducen únicamente a un pequeño incremento en las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ desde la formación de las rocas (Wilson, 1989; Rollinson, 1996).

Como consecuencia de lo anterior rocas producidas por fusión parcial del manto hace 1.0 Ga tienen una relación inicial de ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7034$) que es notablemente diferente a la de rocas producidas por fusión parcial de la corteza al mismo tiempo ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7140$). Este es el principio por el cual las relaciones mencionadas son usadas para identificar el origen de las rocas magmáticas de edad conocida.

Uno de los rasgos más conspicuos de la serie de rocas ígneas calcoalcalina de márgenes continentales activos es su amplio rango de relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pueden estar alrededor de 0.707, esto es algunas veces alto para una fuente

derivada de manto, pero por otra parte, no son lo suficientemente altas para ser consideradas como derivadas de magmas de una típica corteza continental (Wilson, 1989; Rollinson, 1996).

4.3.2.A.- Relaciones iniciales de Sr y Nd.- Si se aplican las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para resolver preguntas petrogenéticas de muestras magmáticas, es necesario corregir la contribución de los isótopos radiogénicos generadas desde el tiempo de su formación hasta hoy, es decir, hay que usar las relaciones iniciales de estos isótopos. Estas relaciones isotópicas iniciales de Sr y Nd fueron calculados para 80Ma (valor promedio de los nuevos fechamientos discutidos más adelante).

Las rocas del área de estudio presentan relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que varían de 0.70488 (ALP904A) a 0.72223 (ALP-903A). Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de las muestras plutónicas del arroyo Buenos Aires (ABA) varían de 0.70587 (ABA-1) a 0.70756 (ABA-18-B), están más dispersas y son superiores a las rocas del arroyo La Palma que tienen relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.70582 (ALP 1) y hasta 0.70596 (ALP 330). Los valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las rocas de Cabo Pulmo son entre 0.70452 (muestra CP-34-2) y 0.70524 (muestra CP 40), ligeramente inferiores a los de las muestras del arroyo La Palma. Las rocas reportadas por Schaaf et al. (2000) para el Bloque Los Cabos presentan variaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (calculadas para 90 Ma) entre 0.70354 (muestra BLC-8A, gabro-norita El Novillo) y 0.71683 (muestra BLC-19B, ortogneis).

Las relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pueden ser usadas como buenas indicadores de la fuente de origen de los magmas asociados a márgenes continentales activos. En el caso de las rocas del área de estudio cuyas relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oscilan entre 0.70582 a 0.70756 (excluyendo las rocas metamórficas), esto nos indica participación tanto de una fuente derivada del manto como de material de corteza continental. Las rocas del arroyo La Palma manifiestan mayor participación de material del manto comparadas con las del arroyo Buenos Aires.

Llaman la atención los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de 0.72223 y 0.70488 del ortogneis Boca de La Sierra (ALP-903-A) y del gneis anfibolítico (ALP904-A): en el primer caso el alto valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ puede significar una edad considerablemente mayor que 80 Ma para su formación o es relacionable con una fuente principalmente cortical mientras que el gneis anfibolítico está relacionado con magmas derivados del manto o con una menor participación cortical.

Las relaciones iniciales (para 80Ma) de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de las muestras del área de estudio varían entre 0.51218 y 0.512845 y son marcadas por las rocas metamórficas ALP-903A y ALP-904 respectivamente. Las muestras plutónicas del arroyo Buenos Aires (ABA) tienen valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ entre 0.512305 (muestra ABA-3) y 0.51240 (muestra ABA-37-C) mientras que en las rocas del arroyo La Palma los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ son de 0.51239 a 0.51243 (ALP903 y ALP-333). Las rocas de Cabo Pulmo, presentan relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ de 0.51252 y 0.512555 (muestras CP-40 CP-34-2, respectivamente), similares a los valores de las muestras del área de estudio. Las rocas de

Bloque Los Cabos reportadas por Schaaf et al. (2000) tienen valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ entre 0.51233 (muestra BLC-19B, ortogneis) y 0.51309 (muestra BLC-9, diatexita con granate).

4.3.2.B.-Valores de ϵNd .- Las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de las rocas de la corteza continental no son tan variables como el $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y debido a esto (y a diferentes relaciones isotópicas aplicadas para la corrección por fraccionamiento), la variación de la isotopía del Nd es cuantificada mejor mediante la relación de un parámetro normalizado. Este parámetro de referencia es el depósito condrítico uniforme (CHUR, por sus siglas en inglés) y su evolución a través del tiempo. Para isótopos de Nd este puede ser cuantificado en términos de la notación epsilon Nd (ϵNd), que es un parámetro para expresar las relaciones isotópicas de la muestra en relación al CHUR. Las rocas corticales continentales típicas tienen bajas relaciones de Sm/Nd así como bajas relaciones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y como consecuencia valores negativos de ϵNd en comparación de aquellas derivadas del manto superior con valores positivos de ϵNd . Se considera que los valores positivos de ϵNd implican que los magmas fueron formados principalmente del manto empobrecido (DM por sus siglas en inglés) y que valores negativos de ϵNd indican que ellos fueron derivados básicamente de fuentes ricos en componentes corticales.

Los valores de ϵNd de las rocas del área de estudio (Borde Oriental del Bloque Los Cabos) mostrados en la tabla 4.3 fueron también calculados para 80 Ma a partir de la ecuación:

$$\epsilon\text{Nd}_i = \left[\frac{^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}_i}{^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR } i}} - 1 \right] \times 10^4$$

En donde $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ es la relación inicial de la roca (@ 80 Ma) y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{Chur } i}$ es la relación del CHUR al mismo tiempo.

Las relaciones iniciales ϵNd varían entre +6.1 (gneis anfibolítico ALP-904.A) y -6.9 del ortogneis Boca de La Sierra (ALP903-A). Sin embargo, los valores de ϵNd para las rocas plutónicas del arroyo Buenos Aires (muestras ABA-1, 3, 18, 18B, 37B y 37C) están entre -2.7 a -4.5, mientras que las rocas intrusivas del arroyo La Palma (muestras ALP-1, 330, 333 y 903) tienen valores de -2.1 a -2.8. Las muestras CP-40 y CP-34-2, que son las rocas plutónicas de Cabo Pulmo, van de -0.4 a +0.4, respectivamente y la muestra del arroyo San Dionisio (ASD-18, tonalita Virgencita) tiene un valor de ϵNd_i de -0.6.

Es notable la diferencia de los parámetros ϵNd entre las rocas plutónicas de los Arroyos Buenos Aires (ABA) y La Palma (ALP) con respecto al de las rocas metamórficas con ϵNd de -6.92 para el ortogneis Boca de la Sierra (ALP-903-a) y de +6.06 en el caso del gneis anfibolítico (ALP-904-A).

En general las rocas del área de estudio junto con las del Bloque Los Cabos reflejan la participación de corteza continental excepto las muestras de la Sierra de El Novillo (Schaaf *et al.*, 2000) que son rocas asociadas a magmas con un origen mantélico y poco evolucionadas.

4.3.2.C.-Diagrama ϵNd vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.- Las rocas del área de estudio se graficaron en un diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵNd (valores iniciales, figura 4.7) y definen dos poblaciones: una para las rocas del arroyo Buenos Aires (ABA) con valores de ϵNd entre -2.7 (muestra ABA-37C) hasta valores de -4.5 (muestra ABA3) y con una relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre de 0.70587 (muestra ABA-1) y 0.70714 (muestra ABA-3). Las rocas caen en el campo de corteza continental antigua.

La segunda población corresponde a las rocas del arroyo La Palma (ALP) con valores de ϵNd de -2.1 , (muestra ALP-1, intrusivo Matancitas) a -2.8 (ALP 903, granito) y relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.70488 (muestra ALP 904-A, gneis anfibolítico) hasta 0.70587 (muestra ALP-903, granito). La muestra de ASD-18 (intrusivo Virgencita) tiene un valor ϵNd_i de -0.6 . Las rocas grafican en el campo de la corteza continental superior joven (parte superior izquierda del cuadrante inferior derecho de la figura 4.7).

La roca de Cabo Pulmo (CP 34-2) con ϵNd de 0.4 corresponde a un granito con abundante feldespato potásico (microclina) y se encuentra en el límite de los cuadrantes superior izquierdo e inferior derecho hacia el arreglo del manto (rocas primitivas) de la figura 4.7, lo que se atribuye a la alteración hidrotermal que modificó su $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Por otra parte la muestra CP-40 con ϵNd de -0.4 cae en el campo cercano a la composición condritica por lo que está relacionada a las rocas derivadas de magmas poco evolucionados o con poca contaminación cortical en comparación con las de ABA y ALP.

En la figura 4.7, las muestras ALP 903-A y ALP-904-A presentan notables excepciones con valores de ϵNd de -6.9 y $+6.1$ y de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.72223 y 0.70788 , respectivamente. La primera (ALP 903-A) sale fuera de las poblaciones mencionadas y cae en el campo de la corteza continental más antigua mientras que la segunda (ALP-904-A) grafica en el límite del cuadrante superior derecho con el superior izquierdo y corresponde a una roca relacionada al arreglo del manto. La introducción de fluidos al sistema pudo alterar potencialmente los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, lo que explicaría su desplazamiento fuera del arreglo del manto con valores más radiogénicos de Sr.

Las rocas del Bloque Los Cabos reportadas por Schaaf *et al.* (2000) y también graficadas en la figura 4.7 tienen un amplio rango de variación en sus relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd y definen tres poblaciones: una semejante a las de arroyo Buenos Aires (ABA), otra que concuerda con las del arroyo La Palma (ALP) y una tercera que corresponde al arreglo del manto con las rocas máficas de la Sierra de El Novillo. La muestra BLC-19B (con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.71683 y ϵNd de -5.3) es un ortogneis granodiorítico y está asociado a un origen con marcada participación de corteza continental antigua, parecida a la muestra ALP-903A de este trabajo.

La muestra BLC-9 corresponde al granito El Puerto (Sierra de La Gata) y es una roca asociada con procesos anatécnicos que sale del arreglo y presenta valores de ϵNd de -0.2 y relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

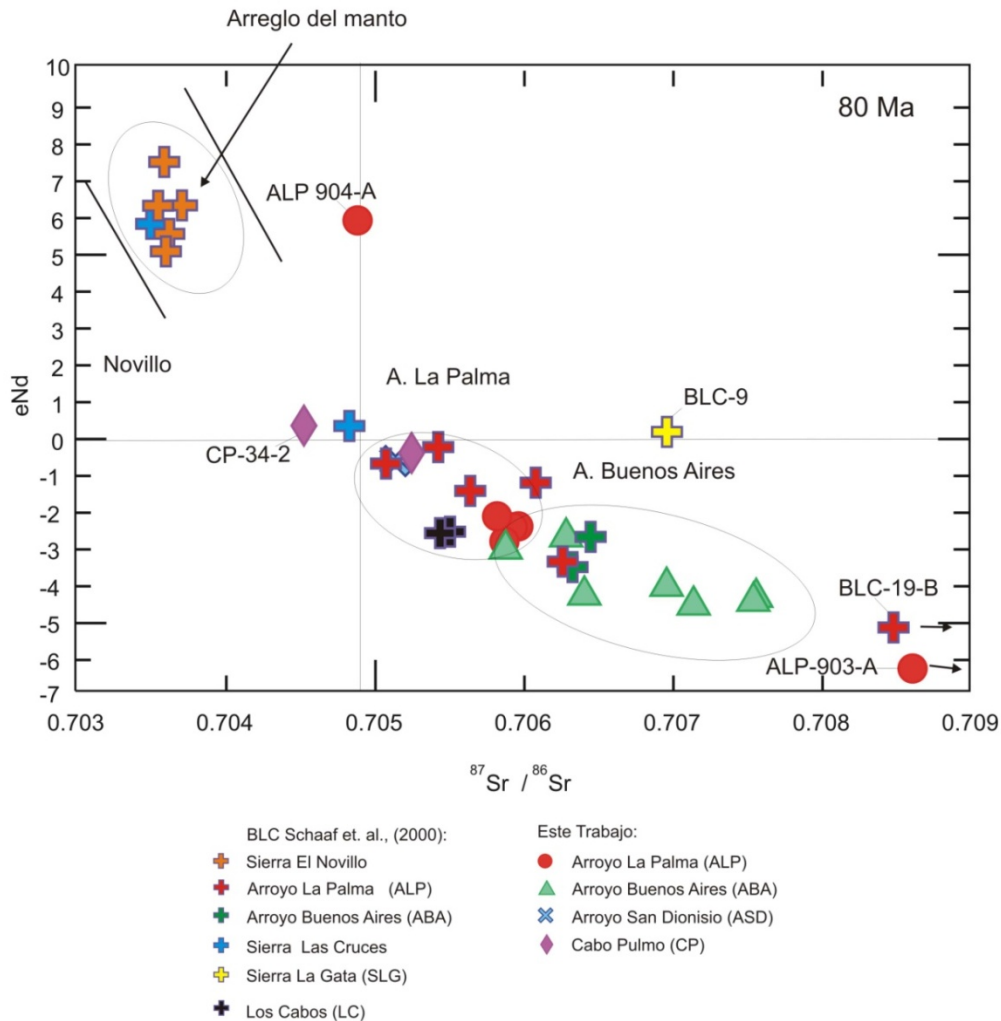


Figura 4.7.- Los valores iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵNd para las rocas del área de estudio y del Bloque Los Cabos definen tres poblaciones en el diagrama, calculados para 80 y 90 Ma, respectivamente (ver texto para explicación).

0.70696, lo cual la ubica cerca de la composición condritica con sus valores de ϵNd pero su relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fue probablemente afectada por fluidos externos.

En resumen, se puede decir que las rocas del área de estudio y las del Bloque Los Cabos definen tres poblaciones. Una corresponde a la cuña o arreglo del manto y representa las rocas gabroicas del Novillo reportadas por Schaaf *et al.* (2000). La segunda población, que grafica cerca de la composición inicial condritica de La Tierra e implica que se trata de rocas poco evolucionadas pero con participación cortical e incluye rocas área de estudio (arroyo La Palma), de Cabo Pulmo y del Bloque Los Cabos. El tercer grupo corresponde a las rocas más evolucionadas y con mayor participación cortical, representadas principalmente por las muestras del arroyo Buenos Aires y algunas del Bloque Los Cabos.

4.3.2.D.- Edades Modelo (tNd).- Las edades modelo de Nd (tNd), calculados con respecto al manto empobrecido, reflejan el tiempo de residencia de los componentes magmáticos de las rocas analizadas en la corteza. Para las rocas del Borde Oriental Bloque Los Cabos varían entre 0.33 Ga (muestra ALP904-A, gneis anfibolítico) a 2.71 Ga (muestra ABA-3, granito Buenos Aires) y se muestran en la tabla 4.3.

Las rocas del arroyo Buenos Aires (ABA) están entre 1 Ga y 1.34 Ga, con la excepción de las muestras ABA 37C que tiene 0.86 Ga y la muestra ABA-3 con 2.71 Ga. Las muestras del arroyo La Palma (ALP), en general presentan valores de tNd por debajo de 1.0 Ga con excepción de la muestra ALP-903 (granito) que tiene un valor de 1.54 Ga. En el caso de las rocas de Cabo Pulmo (muestras CP-34-2 y CP-40) se calcularon edades modelo (tNd) entre de 0.73 Ga y 0.70 Ga, respectivamente.

4.4.- GEOCRONOLOGÍA

4.4.1.-Compilación de Edades de las Rocas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (Región Meridional de la Península de Baja California)

Durante la presente investigación se realizó una revisión y recopilación de datos de fechamientos publicados de rocas intrusivas y metamórficas en la región meridional de la península de Baja California (Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz). Entre los datos publicados están los de Gastil *et al.* (1976), Frizzell *et al.* (1984b y c) y Murillo-Muñeton (1991), que fueron recopiladas por Miranda-Aviles (1992) y Carrillo-Chávez (1990). Más recientemente están las edades publicadas por Schaaf *et al.* (2000), Grove *et al.* (2003) y Fletcher *et al.* (2007), compiladas en la figura 4.8.

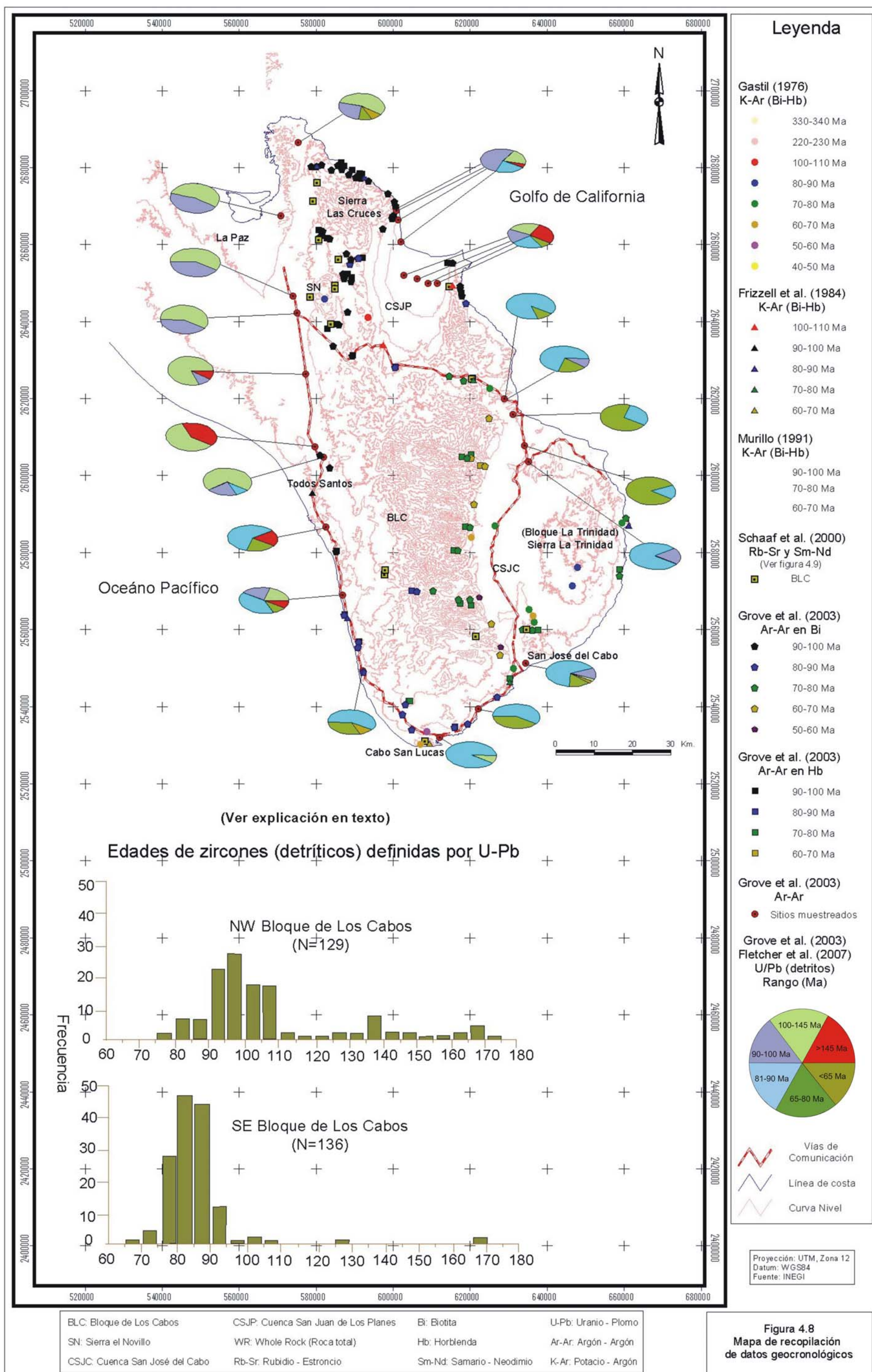
Las edades reportadas por Gastil *et al.* (1976) representadas por pequeños círculos de colores en la figura referida, fueron obtenidas por el método de K-Ar y varían de 335 Ma a 225 Ma y corresponden a rocas ígneas (tonalita y gneis, respectivamente, pero las descripciones y la localización son inciertas). Otro grupo de edades entre 85 Ma y 42 Ma corresponden a rocas intrusivas que comprenden granodiorita, tonalita, gneis, pórfido dacítico, diorita, granito y adamelita (su localización es aproximada, no se cuenta con coordenadas).

Los fechamientos reportados por Frizzell *et al.* (1984b y c), fueron realizados en biotita, hornblenda y muscovita por el método de K-Ar con edades de 109 Ma a 68 Ma (biotita) y provienen de rocas ígneas distribuidas en la región meridional. La localización aproximada de las muestras y las edades obtenidas en el mineral fechado se ilustran en la figura 4.8 representados por triángulos cuyos colores corresponde a los rangos de edades obtenidas. Los fechamientos obtenidos por Murillo-Muñeton (1991) en las rocas intrusivas de la región meridional por el método K-Ar

Tabla 4.3. Concentrado de resultados isotópicos de las rocas y minerales del área estudio (Borde Oriental del Bloque de Los Cabos).

Muestra	Tipo de roca o mineral	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	1σ	n	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	1σ	n	εNd	1σ	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (80Ma)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (80Ma)	εNd (80Ma)	Edad (Ma)	1σ	Método	Edad modelo tNd (Ga)
ARROYO BUENOS AIRES																						
ABA-1	granodiorita	0.251	0.706160	42	58	0.141	0.512456	17	60	-3.55	0.34	63.45	732.17	3.76	16.16	0.705874	0.512383	-3.00	71.4	1.4	Bi-WR Rb-Sr	1.34
ABA-1	biotita	178.097	0.886610	93	56							318.34	5.26									
ABA-3	granito	43.137	0.756167	61	58	0.174	0.512396	17	59	-4.72	0.33	251.95	16.98	3.10	10.79	0.707136	0.512305	-4.52				2.71
ABA-3	granate					0.866	0.512890	26	58	4.92	0.51			8.96	6.25							
ABA-3	granate						0.512867	19	56	4.47	0.37			8.96	6.25				109	7	Gt-WR Sm-Nd	
ABA-3	muscovita	1699.19	2.478588	238	49							764.35	1.53						73.2	1.4	Mu-WR Rb-Sr	
ABA-18	granito	1.508	0.708117	45	58	0.104	0.512373	19	55	-5.17	0.37	150.98	289.83	0.84	4.91	0.706403	0.512319	-4.25				1.00
ABA-18B	granito	1.977	0.709803	32	54	0.107	0.512372	22	58	-5.19	0.42	136.47	199.82	5.10	28.84	0.707556	0.512316	-4.31				1.03
ABA-18C	microdiorita	0.744	0.707800	97	59	0.127	0.512397	22	57	-4.70	0.43	95.69	372.36	4.84	23.09	0.706954	0.512331	-4.01				1.23
ABA-37-A	granate					1.841	0.513881	23	57	24.25	0.45			15.81	5.19				168	7.5	Gt-Fk Sm-Nd	
ABA-37-A	granate					1.841	0.513924	29	40	25.09	0.57			15.81	5.19							
ABA-37-A	feldespato	35.019	0.747097	39	57	0.077	0.511987	71	59	-12.7	1.38	415.09	34.44	0.07	0.52							
ABA-37-A	muscovita	893.531	1.710035	467	60							723.24	2.57						78.9	1.6	Mu-Fk Rb-Sr	
ABA-37B	granito	2.275	0.710123	32	55	0.121	0.512373	47	59	-5.17	0.91	x	190.95	3.75	18.65	0.707537	0.512310	-4.42	69.7	1.35	Bi-WR Rb-Sr	1.14
ABA-37B	repetición		0.710088	41	56	x	0.512402	22	59	-4.60	0.43	150.09	x	x	x							
ABA-37-B	biotita	538.914	1.241750	70	54							623.75	3.52									
ABA-37C	cuarzomonzonita	1.107	0.707876	44	59	0.099	0.512451	23	59	-3.65	0.44	114.20	298.64	4.42	26.94	0.706280	0.512400	-2.67	65.4	1.3	Bi-WR Rb-Sr	0.86
ABA-37-C	biotita	253.309	0.941940	58	57							808.33	9.45									
ARROYO SAN DIONISIO																						
ASD-15-16	biotita	261.922	0.951020	54	58							289.92	3.28						66.10		Rb-Sr (modelo)	
ASD-18	granodiorita	0.433	0.705628	37	58	0.109	0.512563	16	60	-1.46	0.31	76.50	510.77	2.87	15.95	0.705136	0.512506	-0.60	58.7	1.15	Bi-WR Rb-Sr	0.77
ASD-18	biotita	328.383	0.979267	59	57							452.77	4.10									
ARROYO LA PALMA																						
ALP-1	granodiorita	0.477	0.706359	37	57	0.103	0.512483	42	57	-3.02	0.82	64.02	388.49	7.68	45.17	0.705817	0.512429	-2.10	77.3	1.5	Bi-WR Rb-Sr	0.84
ALP-1	biotita	351.184	1.091422	66	57							381.85	3.26									
ALP-903	granito	1.768	0.707876	35	57	0.103	0.512448	14	56	-3.71	0.27	141.94	232.31	5.03	29.63	0.705866	0.512394	-2.78				1.54
ALP-903A	ortogneis	4.383	0.727210	41	58	0.127	0.512248	19	59	-7.61	0.36	162.51	107.51	6.31	30.02	0.722228	0.512182	-6.92	73.8	1.45	Bi-WR Rb-Sr	1.49
ALP-903-A	biotita	1401.62	2.192247	100	57							741.19	1.75									
ALP-904A	gneis anfibólico	0.266	0.705183	40	56	0.133	0.512915	21	54	5.40	0.42		750.20	4.50	20.43	0.704880	0.512845	6.06	75.5	1.5	Bi-WR Rb-Sr	0.33
ALP-904-A	repetición		0.705183	43	57							68.90										
ALP-904-A	biotita	57.585	0.766685	45	58							328.78	16.62									
ALP-330	granodiorita	0.659	0.706708	33	57	0.097	0.512466	19	60	-3.36	0.37	65.90	289.58	3.83	23.90	0.705959	0.512415	-2.37	72	1.40	Bi-WR Rb-Sr	0.82
ALP-330	biotita	203.399	1.017378	72	59							375.33	3.68									
ALP-333	granodiorita	0.688	0.706704	45	59	0.111	0.512484	15	54	-3.00	0.29	64.95	273.24	8.65	47.28	0.705922	0.512426	-2.16	72.2	1.4	Bi-WR Rb-Sr	0.91
ALP-333	biotita	256.711	0.969267	69	59							481.14	5.56									
CABO PULMO																						
CP-34-2	granito	2.72	0.707613	49	58	0.114	0.512614	20	58	-0.47	0.39	172.45	183.47	4.11	21.76	0.704521	0.512555	0.36				0.73
CP-40	cuarzomonzonita	0.319	0.705606	42	59	0.100	0.512569	16	58	-1.35	0.31	67.90	615.19	4.08	24.73	0.705243	0.512517	-0.38				0.70

Bi= biotita, gte= granate, WR=roca entera; Ms= muscovita, Fk= feldespato potásico; n=número de relaciones isotópicas medidas; los errores ±1σ corresponden a los dos o tres últimos dígitos reportados. Los errores relativos de las relaciones ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr y ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd son de 2% (1σ_{rel}; valores basados en la reproducibilidad de estas relaciones en el LUGIS). Las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd se determinaron con el método de la dilución isotópica. Las reproducibilidades de estas concentraciones son de 2.5, 2, 3 y 3.2 %, respectivamente. Las edades modelo tNd se calcularon con los siguientes parámetros para el manto empobrecido: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513089; ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2128 (valor promedio de xenolitos de peridotitas de San Luis Potosí (Schaaf *et al.*, 1994). La edad modelo de Rb-Sr de de biotita ASD 15-16 se calculó con una relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0.710 para la roca entera



comprenden edades entre 100 Ma (muscovita en granito) hasta 64 Ma (biotita en diorita) y se presentan también en la figura 4.8. Desafortunadamente no se cuenta con la ubicación exacta de estas rocas.

El trabajo de Schaaf *et al.* (2000) fue enfocado principalmente a las rocas intrusivas del Bloque Los Cabos realizando un total de 8 fechamientos en WR (roca entera, 2 isócronas) y 6 concentrados de biotita, muscovita y granate; analizados por los métodos de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas graníticas deformadas y sin deformar. Las edades a partir de roca total (isócronas de Rb-Sr) varían entre 129 ± 15 Ma (rocas región de El Novillo) y 115 ± 4 Ma (rocas granodioríticas, región San José del Cabo). Las edades de enfriamiento de biotita están entre 98 Ma (región de La Paz) y 90 Ma (región de Los Cabos). En el estudio de Schaaf *et al.* (2000) se incluyen edades de las rocas de Puerto Vallarta con una isócrona de WR de 99 ± 4 Ma, biotita- WR con 80 ± 4 Ma y edades modelo de Nd (T_{DM}) de 0.9 a 1.2 Ga, la localización de las muestras es presentado en la figura 4.8 mediante un cuadro con un punto en el centro y los resultados son mostrados en la figura 4.9.

Recientemente Grove *et al.* (2003) y Fletcher *et al.* (2007) reportaron fechamientos de biotitas y hornblendas mediante método de Ar-Ar, así como fechamientos de U-Pb en zircones detríticos provenientes de sedimentos recientes en toda la región meridional de la península de Baja California (la localización del muestreo de ambas publicaciones es la misma así como los datos). Los datos son mostrados en la figura 4.8 en donde los pentágonos corresponden a fechamientos por Ar-Ar en Biotita (Bi) y los cuadrados en hornblenda (Hb), los colores marcan los rangos de edad en ambos casos.

Las edades en biotita varían entre 100 y 60 Ma. Para las rocas del NW de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz las edades están entre 100 y 85 Ma. Para las rocas del borde oriental de la provincia las edades varían de 90 y 60 Ma.

Las edades obtenidas de los fechamientos en hornblenda varían entre 104 y 68 Ma y las edades para las rocas de la región occidental de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz van de 104 a 90 Ma, mientras que las edades en la región oriental varían de 85 a 68 Ma.

Los fechamientos de U-Pb en zircones detríticos en sedimentos recientes, obtenidas de los cauces de los principales arroyos de la región comprenden edades entre 170 y 64 Ma. Nuevamente se aprecia que las edades del sector occidental de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz son mayores (170 Ma a 75 Ma) en comparación a las del borde oriental (110 Ma a 64 Ma), mostrando un traslape similar al de las biotitas. En la figura 4.8 los sitios de muestreo están señalados por los pequeños círculos rojos y los datos están representados en las graficas de pastel en donde los colores representan los rangos de edad y su distribución, las graficas en barras reflejan la frecuencia contra edad.

4.4.2. Fechamientos Nuevos

En el presente trabajo se reportan 14 fechamientos nuevos de minerales obtenidos por los métodos de Rb-Sr y Sm-Nd, de los cuales 10 fueron en roca entera (WR, por sus siglas en inglés) y separados de biotita (Rb-Sr; incluye una edad modelo de Rb-Sr sin WR), una con roca total y muscovita (Rb-Sr), una de muscovita-feldespatos potásico (Rb-Sr), una de granate-feldespatos potásico (Sm-Nd) y una de roca entera-granate (Sm-Nd) (tablas 3.1 (como anexo-1) y 4.3 y figura 4.9). Adicionalmente se presentan dos nuevas isócronas por Rb-Sr en rocas enteras del área de estudio.

Las edades de biotita-roca entera fueron obtenidas para rocas intrusivas sin deformación aparente del Borde Oriental del Bloque Los Cabos, provenientes de los arroyos Buenos Aires (ABA), La Palma (ALP), San Dionisio (ASD) y de dos rocas metamórficas (ALP-904-A, gneis anfibolítico y 903-A, ortogneis Boca de La Sierra). La edad en muscovita-feldespatos potásico (muestra ABA-37-A) es de una pegmatita y de una muestra biotita (ASD15-16) solamente se obtuvo una edad modelo de Rb-Sr.

Las edades de Sm-Nd se obtuvieron a partir de granate-roca entera (muestra ABA-3 intrusivo Buenos Aires) y de granate-feldespatos potásico (muestra ABA 37-A, pegmatita Buenos Aires).

Adicionalmente se fecharon cuatro muestras con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (tabla 3.1, anexo, y 4.4 y figura 4.9) las cuales fueron realizadas en la Universidad de Berkeley en California por Marty Grove. También se incorporan seis nuevos datos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ generados por Ortega-Rivera para algunas de las rocas fechadas previamente por Schaaf *et al.* (2000) del Bloque Los Cabos (ver tablas 3.1 y 4.5 figura 4.9).

4.4.3. Edades de los Minerales del Área de Estudio.

Las edades obtenidas de los minerales a partir de biotita y roca entera por el método Rb-Sr varían de 77.3 ± 1.5 Ma hasta a 58.7 ± 1.15 Ma (los errores son $\pm 1\sigma$) y corresponden al intrusivo Matancitas (muestra ALP-1) y al intrusivo Virgencita (muestra ASD 18), respectivamente (tabla 4.3 y figura 4.9).

Las edades de las muestras del arroyo La Palma (ALP-330, ALP-333) oscilan entre los 72 Ma ± 1.4 Ma y 77.3 ± 1.5 Ma y las de las rocas en el arroyo Buenos Aires (ABA) se encuentran entre 71.4 ± 1.4 Ma (muestra ABA-1 del intrusivo Matancitas) y 65.4 ± 1.3 Ma (muestra ABA-37-C del intrusivo Virgencita), mientras que la muestra ABA-37-B presenta una edad de 69.7 ± 1.35 Ma. De las rocas del arroyo San Dionisio (muestra ASD-18 del intrusivo Virgencita) se obtuvo una edad de biotita-roca entera de 58.7 ± 1.15 Ma mientras que de los segregados bandeados que presenta el intrusivo la Virgencita en el arroyo San Dionisio (muestra ASD-15-16) se obtuvo una edad modelo de 66.1 Ma, a partir de concentrados de biotita mediante el método Rb-Sr.

Del granito del intrusivo Buenos Aires (muestra ABA-3) se fechó por el método de Sm-Nd el granate y la roca entera con una edad de 109 ± 7 Ma. La misma roca fue fechada por el método de Rb-Sr en muscovita- roca entera con una edad de 73.2 ± 1.4 Ma.

De la pegmatita (muestra ABA-37A) se fechó por el método Sm-Nd el par granate-feldespatos potásico con una edad de 168 ± 7.5 Ma, mientras que por el método Rb-Sr en muscovita-feldespatos potásico se obtuvo una edad de 78.9 ± 1.6 Ma

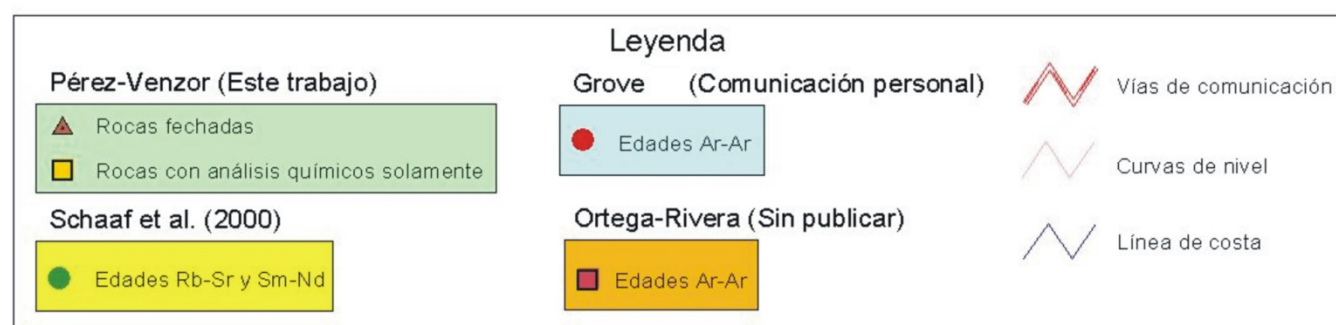
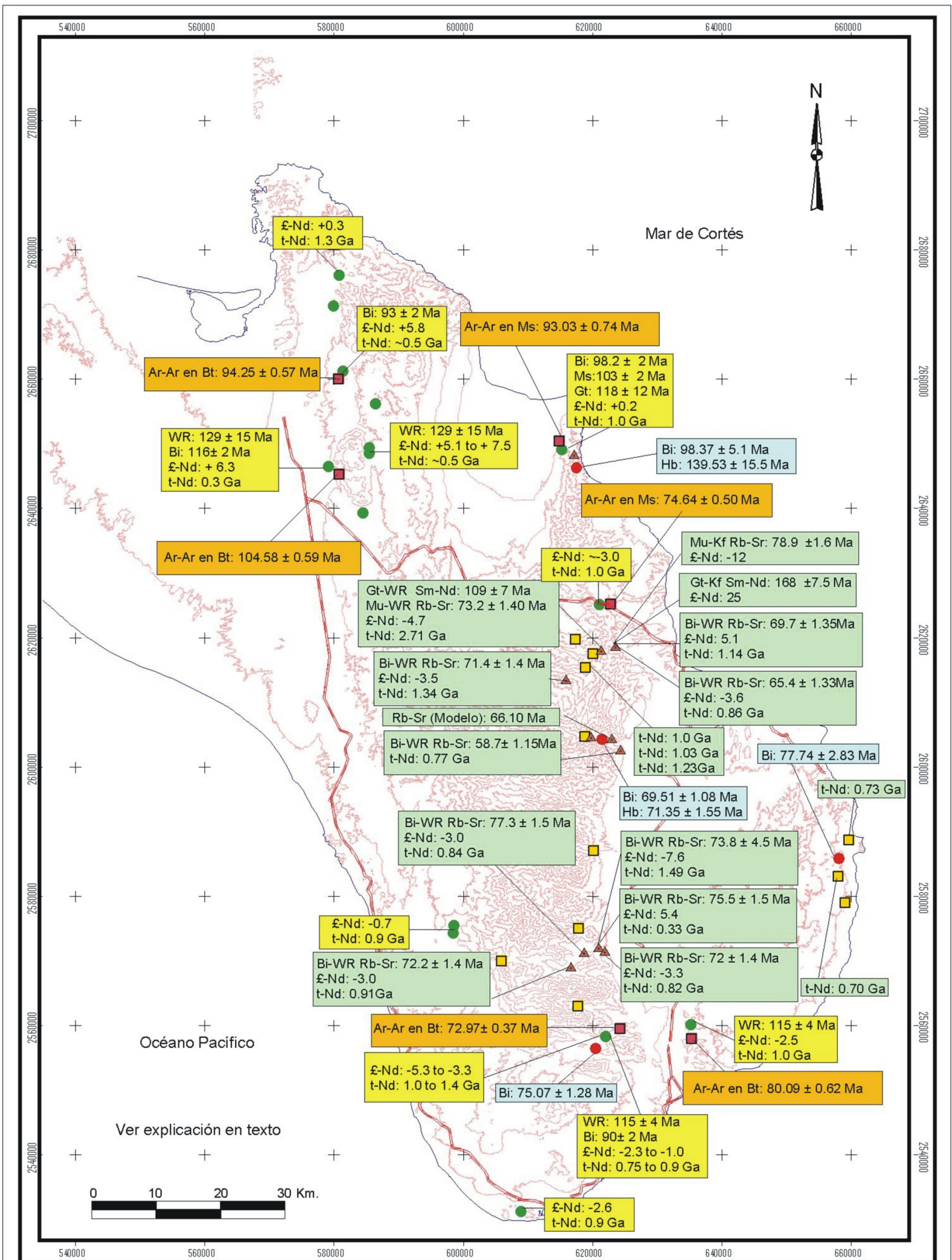
De las rocas metamórficas del Arroyo La Palma se fecharon biotita y roca entera por Rb-Sr. Una es del gneis anfibolítico (muestra ALP-904-A) y la otra corresponde al ortogneis Boca de La Sierra (muestra ALP-903-A) con edades de 75.5 ± 1.5 Ma y 73.8 ± 1.45 Ma, respectivamente. Estas edades son similares a las obtenidas para las rocas plutónicas del arroyo La Palma (ver tabla 4.3).

En el caso de las rocas de Cabo Pulmo fue difícil datarlas por Rb-Sr por la alteración hidrotermal intensa que presentan las muestras CP-34-2 y CP-40. En ellas se calcularon solamente las edades modelo (tNd) obteniendo valores de 0.73 Ga y 0.70 Ga respectivamente. Sin embargo, fechamientos por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita dan una edad de 77.74 ± 2.83 Ma en biotita (tabla 4.4 y figura 4.10). Los fechamientos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizadas en la Universidad de California Los Ángeles corresponden a las muestras ALP-347 (migmatita que aflora al sur del arroyo San Lázaro ASL-19), BLC-34 (sinónimo a la muestra CP-34-2 granito Cabo Pulmo en la región de La Trinidad); ASD-38B (arroyo San Dionisio intrusivo Virgencita); Pv-Ag-37 (tonalita Buena Mujer en la Sierra La Gata) (tablas 3.1 y 4.4) y los datos geocronológicos correspondientes son presentadas en la figura (4.10).

Las edades obtenidas calculadas con un promedio ponderado (York, 1984) fueron de 75.07 ± 1.28 Ma en biotita de la migmatita (muestra ALP-347) de 77.74 ± 2.83 Ma en biotita (muestra BLC 34; corresponde a la muestra CP-34-2 en este trabajo, granito rico en feldespatos potásico), de 71.35 ± 1.55 Ma en hornblenda y de 69.51 ± 1.08 Ma en biotita para el intrusivo Virgencita (ASD-38B), de 139.53 ± 15.54 Ma en hornblenda y de 98.37 ± 5.10 Ma en biotita para la tonalita Buena Mujer (Pv-Ag-37).

Las edades obtenidas por método de Rb-Sr para micas en el Intrusivo Virgencita son 58.7 ± 1.15 Ma (ASD-18) y de 66.10 Ma (edad modelo a partir de concentrados de biotita; ASD-15-16) (véase figura 4.9 y/o tabla 4.3).

Las edades de las muestras fechadas por Ortega-Rivera (sin publicar) por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ son presentadas en la tabla 4.5 y en las figuras 4.9 y 4.11. En la región de El Novillo (muestra BLC-7) y en la tonalita Buena Mujer la edad de enfriamiento de la biotita está entre 104.58 ± 0.59 Ma y de 94.25 ± 0.57 Ma respectivamente. En la región de La Paz (muestra BLC-3, del Rancho El Quemado; unidad tonalita Buena Mujer) las mismas muestras dan edades de 116 ± 2 Ma y 93 ± 2 Ma por el método de Rb-Sr en biotita y roca entera (Schaaf *et al.*, 2000). La edad por $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ del granito El Puerto (muestra BLC-9) en la Sierra de La Gata es de 93.88 ± 0.60 Ma y de 93.03 ± 0.74 Ma en muscovita (en dos alícuotas del mineral) y de 73.68 ± 0.55 Ma en biotita, mientras que por Sm-



Proyección: UTM, Zona 12
 Datum: WGS84
 Fuente: INEGI (Cartas topográficas 1: 50000)

Figura 4.9 - Nuevos fechamientos Pérez-Venzor (Este trabajo), Schaaf et al. (2000), Ortega-Rivera (sin publicar) y Grove M. (Comunicación personal)

Nd y Rb-Sr en granates y muscovita se obtuvieron edades de 118 ± 12 Ma y 103 ± 2 Ma, respectivamente (Schaaf *et al.*, 2000).

En la presa de San Lázaro (muestra BLC-19) salió en biotita por Ar-Ar una edad de 72.97 ± 0.27 Ma, mientras que por Rb-Sr (WR-biotita) la edad es de 90 ± 2 Ma (Schaaf *et al.*, 2000). En la región de San Bartolo (muestra BLC 20), ubicada al norte del área de estudio, la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita es de 74.64 ± 0.50 Ma y corresponde al intrusivo Matancita (muestra ABA-1) fechado por Rb-Sr en biotita y roca total con una edad de 71.4 ± 1.4 Ma (este trabajo). En la región del Bloque La Trinidad (muestra BLC-13; Palo Escopeta) la edad es de 80.09 ± 0.62 Ma en biotita (en Rb-Sr no se tiene fechamientos). En todos los casos las edades de micas y hornblendas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ corresponden a edades de enfriamiento (300°C y 540°C , respectivamente).

Tabla 4.4. Datos de fechamientos por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita (bi) y hornblenda (hb) realizados en la Universidad de California Los Angeles (UCLA) EUA.

ALP-347 bi (migmatita)

Corrida	T (°C)	t (min)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	r	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	^{39}Ar (mol)	$\Sigma^{39}\text{Ar}$	% ^{40}Ar	Edad (Ma)	$\pm 1\sigma$ (anal)
1	600	13	74.36	0.106	0.095	0.227	7.05E-15	1.9	9.79	44.26	4.64
2	800	13	13.54	0.065	0.003	0.004	1.56E-13	45	91.6	74.73	0.29
3	950	13	13.3	0.062	0.011	0.002	5.88E-14	61.2	94.2	75.54	0.28
4	1100	13	12.96	0.064	0.013	0.001	1.20E-13	94.2	96.4	75.28	0.23
5	1350	13	14.02	0.062	0.013	0.006	2.01E-14	100	87.1	73.7	0.55

CP-34 bi (granito Cabo Pulmo)

1	600	13	14.77	0.138	0.178	0.04	7.59E-15	3	19.83	18	1.99
2	800	13	14.34	0.126	0.017	0.006	6.94E-14	30	87.86	75.82	0.35
3	950	13	14.41	0.128	0.025	0.004	5.96E-14	53.3	91.71	79.44	0.29
4	1100	13	13.66	0.124	0.062	0.002	9.27E-14	91.1	95.64	78.52	0.28
5	1350	13	14.44	0.125	0.0198	0.005	2.27E-14	100	89.6	77.88	0.53

PV-AG-37 bi (Tonalita Buena Mujer)

1	600	13	34.02	0.173	0.272	0.103	1.48E-14	5.8	10.62	22.03	2.08
2	800	13	20.78	0.122	0.103	0.019	7.68E-14	36	73.48	91.27	0.62
3	950	13	19.09	0.128	0.125	0.007	5.44E-14	57.4	89.71	102.01	0.42
4	1100	13	17.73	0.121	0.08	0.003	1.05E-13	98.7	94.88	100.26	0.35
5	1350	13	30.61	0.124	1.726	0.048	3.29E-15	100	53.69	98.61	3.56

ASD-38-B bi (intrusivo Matancitas)

1	600	13	36.41	0.076	0.665	0.09	5.43E-15	1.8	26.62	58.24	3.8
2	800	13	12.39	0.026	0.003	0.003	1.40E-13	49.4	93.61	69.32	0.26
3	950	13	12.14	0.026	0.007	0.002	6.11E-14	70.2	95.85	69.58	0.25
4	1100	13	12.18	0.026	0.017	0.002	7.93E-14	97.2	95.65	69.62	0.24
5	600	13	15.35	0.053	1.059	0.012	8.34E-15	100	77.01	70.85	1.56

ASD-38-B hb (intrusivo Matancitas)

1	750	13	20.48	0.046	0.195	0.03	1.60E-14	10.6	56.32	63.58	1
2	950	13	13.95	0.057	1.642	0.007	1.93E-14	23.4	85.43	65.74	0.62
3	1010	13	14.12	0.191	4.784	0.005	2.12E-14	37.5	90.9	70.87	0.51
4	1050	13	13.73	0.263	5.783	0.003	6.24E-14	79	95.93	72.66	0.25
5	1150	13	14.94	0.224	6.411	0.008	2.16E-14	93.3	87.19	71.95	0.62
6	1250	13	16.1	0.26	7.179	0.011	9.06E-15	99.3	82.57	73.55	1.19
7	1350	13	47.74	0.558	13.61	0.092	1.05E-15	100	45.1	118.69	10.92

PV-AG 37 hb (Tonalita Buena Mujer)

1	750	13	90.4	0.135	3.305	0.112	7.35E-15	12.8	63.6	295.9	3.34
2	950	13	24.82	0.121	5.61	0.027	9.80E-15	29.8	69.64	94.41	1.27
3	1010	13	33.49	0.667	13.672	0.019	1.60E-14	57.6	86.29	156.01	1.02
4	1050	13	27.22	0.518	9.26	0.015	6.10E-15	68.2	85.81	126.86	1.88
5	1150	13	28.32	0.481	10.485	0.02	7.66E-15	81.5	82	126.22	1.64
6	1250	13	36.07	0.751	15.078	0.026	8.54E-15	96.4	82.12	159.95	1.78
7	1350	13	43.45	0.695	18.508	0.064	2.09E-15	100	59.6	141.3	5.63

Condiciones analíticas: correcciones basadas en el valor medio en mol: m/e40= 3.7×10^{-16} ; m/e39= 5.6×10^{-17} ; m/e38 = 1.8×10^{-17} ; m/e37 = 4.0×10^{-17} ; m/e36 = 2.7×10^{-17} . Discriminación de masa (medida de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 293.5 \pm 0.5$); abundancia sensitiva (5ppm), y decadencia radioactiva (irradiadas: 10 – 18-2002; analizada: 01 – 15- 2003); normalizados al 100% a la salida al espectrómetro de masa; incluye blanco estático, corrección por argón atmosférico e interfase nucleogénica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_k = 0.306$; $^{38}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}_{ca} = 0.00027$; $^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}_{ca} = 0.00077$). Edad del estándar de referencia (monitor) = 27.8 ± 0.3 Ma

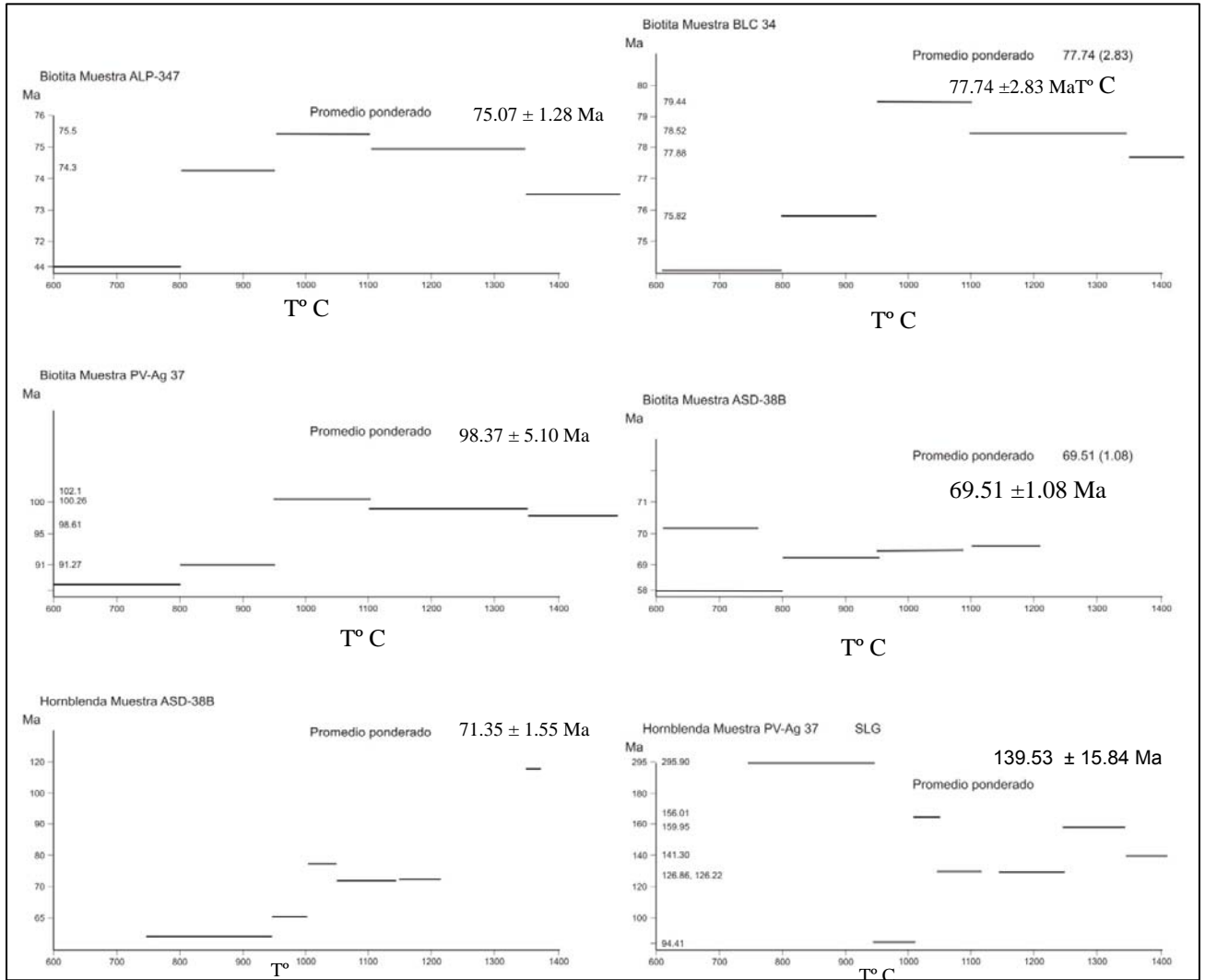


Figura 4.10.- Espectros de liberación de Ar de algunos los minerales de biotita y hornblenda fechados por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en la Universidad de California, Los Angeles (UCLA) por Grove (comunicación personal). Las edades son similares a las obtenidas por el método Rb-Sr en biotita y roca total en las rocas del área de estudio y las reportadas por Schaaf *et al.* (2000).

Tabla 4.5.- Datos de fechamientos por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita (bi) y muscovita (Ms) realizados en el Queens University, Toronto, Canadá, por Amabel Ortega-Rivera.

BLC-9 Ms (Granito el Puerto, al norte de la Sierra de La Gata)

Potencia	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	r	Ca/K	%40Atm	%39Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Edad
1.5	.000399±.000100	.062586±.000417	0.002	0.013	11.76	5.92	14.095±0.487	91.79±3.09
2.5	.000096±.000024	.067617±.000214	0.001	0.004	2.83	38.19	14.370±.114	93.53±.72
3.5	.000042±.000026	.068544±.000231	0	0.001	1.25	32.52	14.406±.122	93.76±.77
6	.000022±.000030	.067925±.000266	0	0	0.64	21.8	14.627±.141	95.16±.90
7	.0±.000416	.068465±.001942	0	0	0.01	1.56	14.605±1.853	95.02±11.74
Potencia	^{40}Ar	^{39}Ar	^{38}Ar	^{37}Ar	^{36}Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36	
1.5	.347±.001	.027±0	.002±0	.001±000	.001±001	0.008	292.368	
2.5	2.032±.001	.143±0	.004±0	.001±000	.001±001	0.008	292.368	
3.5	1.709±.001	.123±0	.003±0	.001±000	.001±001	0.008	292.368	
6	1.158±.001	.084±0	.003±0	.001±000	.001±001	0.008	292.368	
7	.090±0	.012±0	.002±0	.001±000	.001±001	0.008	292.368	

BLC-19 bi (Intrusivo Matancitas, presa San Lázaro, al sur del Bloque de Los Cabos)

Potencia	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	r	Ca/K	%40Atm	%39Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Edad
1.5	.000596±.000035	.079125±.000205	0.077	0.292	17.51	12.74	10.420±.122	68.32±.79
2	.000109±.000025	.086515±.000206	0.041	0.126	3.15	19.55	11.194±.084	73.29±.54
3	.000029±.000028	.087895±.000210	0.041	0.124	0.78	17.68	11.288±.092	73.90±.59
4	.000033±.000028	.087653±.000216	0.042	0.089	0.9	17.88	11.305±.092	74.01±.59
6	.000023±.000024	.088475±.000216	0.042	0.078	0.62	19.17	11.233±.080	73.54±.52
8	.000034±.000039	.088216±.000231	0.039	0.168	0.95	12.98	11.288±.127	73.51±.82
Potencia	^{40}Ar	^{39}Ar	^{38}Ar	^{37}Ar	^{36}Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36	
1.5	22.959±.014	1.829±.004	.117±.002	.005±.001	.017±0	0.115	286.044	
2	32.195±.016	2.801±.006	.176±.002	.004±.001	.007±0	0.119	286.044	
3	28.681±.017	2.535±.006	.158±.002	.004±.001	.004±0	0.121	286.044	
4	29.085±.016	2.563±.006	.160±.002	.004±.001	.004±0	0.115	286.044	
6	30.884±.015	2.747±.006	.169±.002	.004±.001	.004±0	0.115	286.044	
8	21.002±.013	1.864±.005	.116±.002	.004±.001	.004±0	0.115	286.044	

BLC-7 bi (Intrusivo Buena Mujer Rancho El Novillo, al oeste de la Sierra El Novillo)

Potencia	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	r	Ca/K	% 40Atm	% ^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Edad
2	.000524±.000084	.055773±.000269	0.311	0	15.32	5.64	15.178±.353	98.73±2.23
2.5	.000041±.000071	.060563±.000233	0.17	0	1.06	7.75	16.337±.310	106.05±1.96
3	.000038±.000086	.060813±.000273	0.249	0.6	0.96	6.33	16.285±.354	105.72±2.23
4	.000018±.000048	.061537±.000208	0.198	0	0.37	10.81	16.190±.195	105.12±1.23
5	.000023±.000042	.061678±.000185	0.171	0.021	0.52	13.35	16.129±.174	104.74±1.10
6	.000027±.000045	.061814±.000198	0.197	0.007	0.62	12.21	16.076±.181	104.41±1.15
7	.000004±.000055	.061863±.000224	0.203	0.081	-0.04	10.17	16.171±.221	105.00±1.39
8	.000026±.000028	.061658±.000197	0.123	0	0.6	33.74	16.121±.122	104.69±.77
Potencia	^{40}Ar	^{39}Ar	^{38}Ar	^{37}Ar	^{36}Ar	Blank ^{40}Ar	Atmos 40/36	
2	8.844±.008	.507±.002	.100±.002	.003±.001	.008±0	0.077	286.044	
2.5	11.173±.010	.691±.002	.134±.002	.003±.001	.004±0	0.074	286.044	
3	9.102±.010	.567±.002	.109±.002	.003±.001	.003±0	0.074	286.044	
4	15.321±.010	.958±.003	.186±.002	.003±.001	.003±0	0.076	286.044	
5	18.851±.012	1.179±.003	.228±.002	.003±.001	.004±0	0.075	286.044	
6	17.213±.012	1.080±.003	.207±.003	.003±.001	.003±0	0.075	286.044	
7	14.336±.012	.903±.003	.172±.003	.004±.001	.003±0	0.075	286.044	
8	47.609±.036	2.966±.009	2.966±.009	.004±.001	.005±0	0.135	286.044	

Tabla 4.5.- Continuación

BLC-13 bi (Granito Palo Escopeta, al suroeste del Bloque de La Trinidad)

Potencia	³⁶ Ar/ ⁴⁰ Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	r	Ca/K	%40Atm	% ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ K	Edad
1	.000841±.000134	.064548±.000357	0.248	0	24.8	5.76	11.642±.533	76.19±3.41
2	.000203±.000059	.076636±.000244	0.101	0	5.97	15.91	12.267±.211	80.19±1.35
3	.000067±.000037	.079456±.000210	0.06	0.029	1.96	26.3	12.339±.131	80.64±.84
4.5	.000080±.000057	.079341±.000244	0.116	0.01	2.34	15.49	12.309±.194	80.45±1.24
6	.000055±.000056	.080349±.000249	0.093	0	1.6	16.47	12.247±.192	80.06±1.23
7	.000033±.000172	.081186±.000462	0.199	0	0.96	5.04	12.199±.558	79.75±3.57
8	.001307±.000048	.049976±.000165	0.233	0.593	38.53	15.01	12.288±.238	80.32±1.52
Potencia	⁴⁰ Ar	³⁹ Ar	³⁸ Ar	³⁷ Ar	³⁶ Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36	
1	6.307±.008	.420±.002	.018±.001	.004±.001	.008±0	0.083	286.044	
2	14.581±.012	1.132±.003	.039±.001	.004±.001	.006±0	0.087	286.044	
3	23.194±.013	1.860±.005	.062±.001	.004±.001	.005±0	0.087	286.044	
4.5	13.717±.010	1.103±.003	.037±.001	.004±.001	.004±0	0.085	286.044	
6	14.399±.010	1.171±.003	.039±.001	.004±.001	.004±0	0.086	286.044	
7	4.419±.006	.370±.002	.016±.001	.004±.001	.003±0	0.083	286.044	
8	21.036±.015	1.069±.003	.074±.002	.004±.001	.031±0	0.088	286.044	

RQ1=BLC3 bi (intrusivo Buena Mujer, Rancho el Quemado al sur de la Sierra Las Cruces)

Potencia	³⁶ Ar/ ⁴⁰ Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	r	Ca/K	%40Atm	% ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ K	Edad
1	.001998±.000215	.057636±.000618	0.249	2.667	58.86	2.47	7.120±.938	46.99±6.11
2	.000219±.000036	.066141±.000188	0.113	0.132	6.37	17.82	14.155±.146	92.24±.93
3	.000058±.000024	.066549±.000163	0.089	0.01	1.61	23.17	14.784±.101	96.23±.64
4.5	.000032±.000056	.066705±.000272	0.115	0	0.85	17.47	14.863±.229	96.73±1.45
6	.000031±.000040	.067540±.000195	0.11	0.146	0.82	14.79	14.684±.159	95.6±1.01
7	.000013±.000127	.067966±.000367	0.746	3	0.27	10.73	14.673±.220	95.53±1.39
8	.000009±.000129	.067490±.000364	0.819	6	0.16	13.54	14.793±.174	96.29±1.11
Potencia	⁴⁰ Ar	³⁹ Ar	³⁸ Ar	³⁷ Ar	³⁶ Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36	
1	4.139±.008	.263±.002	0.033±.001	.007±.001	.012±0	0.087	286.044	
2	26.703±.015	1.787±.005	.190±.003	.005±.001	.010±0	0.093	286.044	
3	34.476±.019	2.317±.005	.245±.003	.005±.001	.006±0	0.086	286.044	
4.5	26.040±.049	1.761±.006	.193±.004	.005±.001	.005±0	0.168	286.044	
6	21.715±.014	1.485±.004	.167±.002	.005±.001	.004±0	0.089	286.044	
7	15.660±.011	1.082±.003	.126±.002	.016±.003	.004±0	0.087	286.044	
8	19.857±.013	1.361±.004	.157±.002	.034±.004	.005±0	0.086	286.044	

Tabla 4.5 continuación

BLC-20 bi (Intrusivo Matancitas, región de San Bartolo, al nororiente del Bloque de Los Cabos)

Potencia	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	r	Ca/K	%40Atm	% ^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Edad
1.5	.000621±.000054	.073883±.000233	0.116	0.421	18.29	11.74	11.054±.197	72.39±1.27
2	.000133±.000034	.084043±.000224	0.045	0.176	1.91	19.16	11.432±.117	74.82±.75
2.5	.000057±.000057	.085588±.000252	0.068	0.151	1.66	12.36	11.490±.189	75.19±1.21
3	.000061±.000067	.085751±.000281	0.079	0.25	1.78	10.85	11.453±.219	74.96±1.41
4	.000059±.000056	.085921±.000252	0.06	0.179	1.72	12.35	11.438±.186	74.86±1.19
5	.000068±.000059	.086257±.000256	0.08	0.297	1.98	11.98	11.363±.191	74.38±1.22
6	.000037±.000079	.086568±.000298	0.108	0.243	1.07	8.95	11.428±.250	74.80±1.60
8	.000064±.000055	.084999±.000251	0.09	0.192	1.87	12.6	11.544±.177	75.54±1.13
Potencia	^{40}Ar	^{39}Ar	^{38}Ar	^{37}Ar	^{36}Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36	
1.5	14.743±.015	1.099±.003	.044±.001	.005±.001	.012±.000	0.116	286.044	
2	21.112±.016	1.786±.004	.061±.002	.004±.001	.006±.000	0.117	286.044	
2.5	13.415±.009	1.157±.003	.041±.001	.004±.001	.004±.000	0.115	286.044	
3	11.767±.009	1.017±.003	.036±.001	.004±.001	.004±.000	0.114	286.044	
4	13.349±.010	1.155±.003	.041±.001	.004±.001	.044±.000	0.113	286.044	
5	12.911±.010	1.122±.003	.040±.001	.004±.001	.004±.000	0.116	286.044	
6	9.633±.009	.841±.003	.030±.001	.004±.001	.003±.000	0.113	286.044	
8	13.768±.10	1.179±.003	.039±.001	.004±.001	.004±.000	0.115	286.044	

Los procedimientos analíticos están descritos en Ortega-Rivera (2003). Las coordenadas de las muestras se encuentran en Schaaf *et al.* (2000).

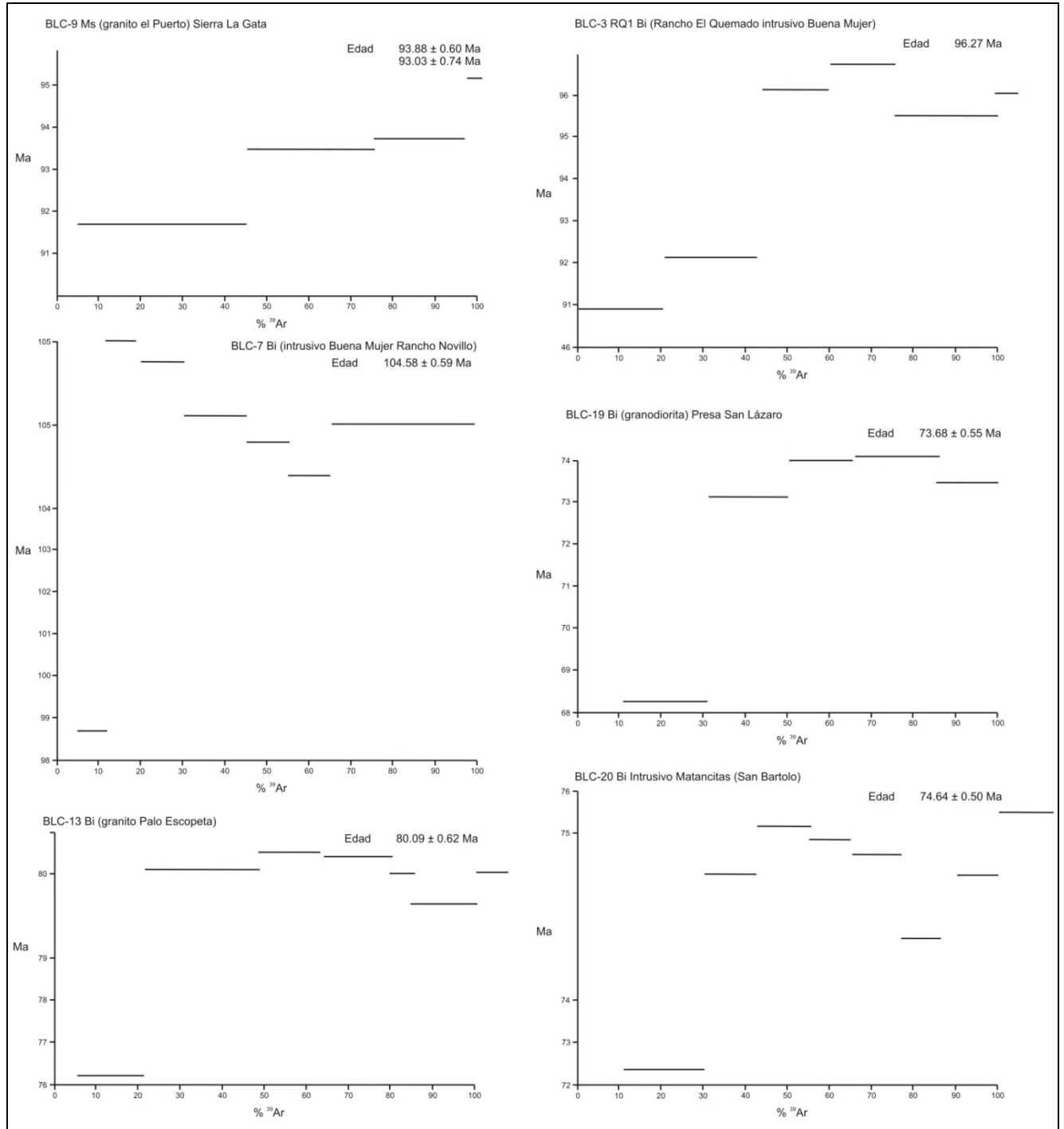


Figura 4.11.- Espectro de liberación de Ar de algunos minerales del Bloque Los Cabos, fechados por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por Ortega-Rivera (sin publicar). Estas rocas fueron fechadas previamente por Schaaf *et al.* (2000) por el método Rb-Sr. Ms = Muscovita y Bi = Biotita.

4.4.4.- Isócronas por Rb-Sr en roca entera

Considerando aquellas rocas que muestran consanguinidad según de las observaciones de campo, se obtuvieron dos nuevas isócronas de roca total por Rb-Sr. Una incluye las muestras ABA-1, ABA-3, ABA-18, ABA-18B, ABA-18C, ABA 37B y ABA-37C del arroyo Buenos Aires y da una edad de 80.8 ± 2.6 Ma (1σ) con una relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0.70680 ± 0.00072 (figura 4.12A). Esta isócrona está altamente definida por la muestra ABA-3 (granito con mica y granate) con valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ considerablemente más altos que el resto de las muestras, lo cual resulta en un MSWD (Mean Square Weighted Deviates) alto de 74. Sin embargo, si se quita la muestra ABA-3, la isócrona con las seis muestras restantes resulta en una edad parecida, nada más con un error mayor. La otra isócrona (figura 4.12B) es de las rocas ALP-1, ALP-903, ALP-330 y ALP-333 del arroyo La Palma ALP da una edad similar a la isócrona anterior de 79 ± 12 Ma (1σ) y una relación inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70590 \pm 0.00035$ (figura 4.12B) con un MSWD de 3.9.

Las isócronas de Rb-Sr para rocas enteras (Fig. 4.12) ambas dan edades alrededor de 80 Ma. Es cierto que en la figura 4.12A la muestra ABA-3 es la dominante pero la edad de 80 Ma está confirmada también por la figura 4.12B. En esta manera, es claro, que la muestra ABA-3 también tiene 80 Ma lo mismo que las demás muestras en la figura 4.12B.

Las edades de ambas isócronas cerca de 80 Ma corresponden al evento de cristalización de los magmas ($\sim 750^\circ\text{C}$) sugieren una intrusión simultánea de los intrusivos en los dos arroyos y confirman su consanguinidad.

Las edades obtenidas de las rocas enteras por isócrona coinciden adecuadamente con las edades de enfriamiento de los minerales por Rb-Sr y Ar-Ar (tabla 4.3 y figura 4.9), las cuales son, en general, ligeramente más jóvenes debido a sus temperaturas de cierre más bajas ($300\text{-}540^\circ\text{C}$).

4.4.5.- Características Químicas de los Granates Analizados

Con la finalidad de tener una idea de las características mineralógicas, químicas y condiciones de formación de los granates, seis muestras de granates provenientes de las rocas ígneas y metamórficas de área de estudio y de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz fueron estudiadas. La ubicación de las mismas se muestra en la figura 3.1 y en la tabla 3.1. Los granates fueron analizados en la UNAM (Instituto de Geología) mediante microsonda electrónica. Los resultados de la química y relaciones porcentuales son presentados en la tabla 4.6 y en la figuras 4.13 A y B. Una muestra (APZ-316) fue analizada y procesada en la Universidad de Munich (Alemania), con el fin de tener una idea de las condiciones de presión y temperatura del metamorfismo en el área de estudio.

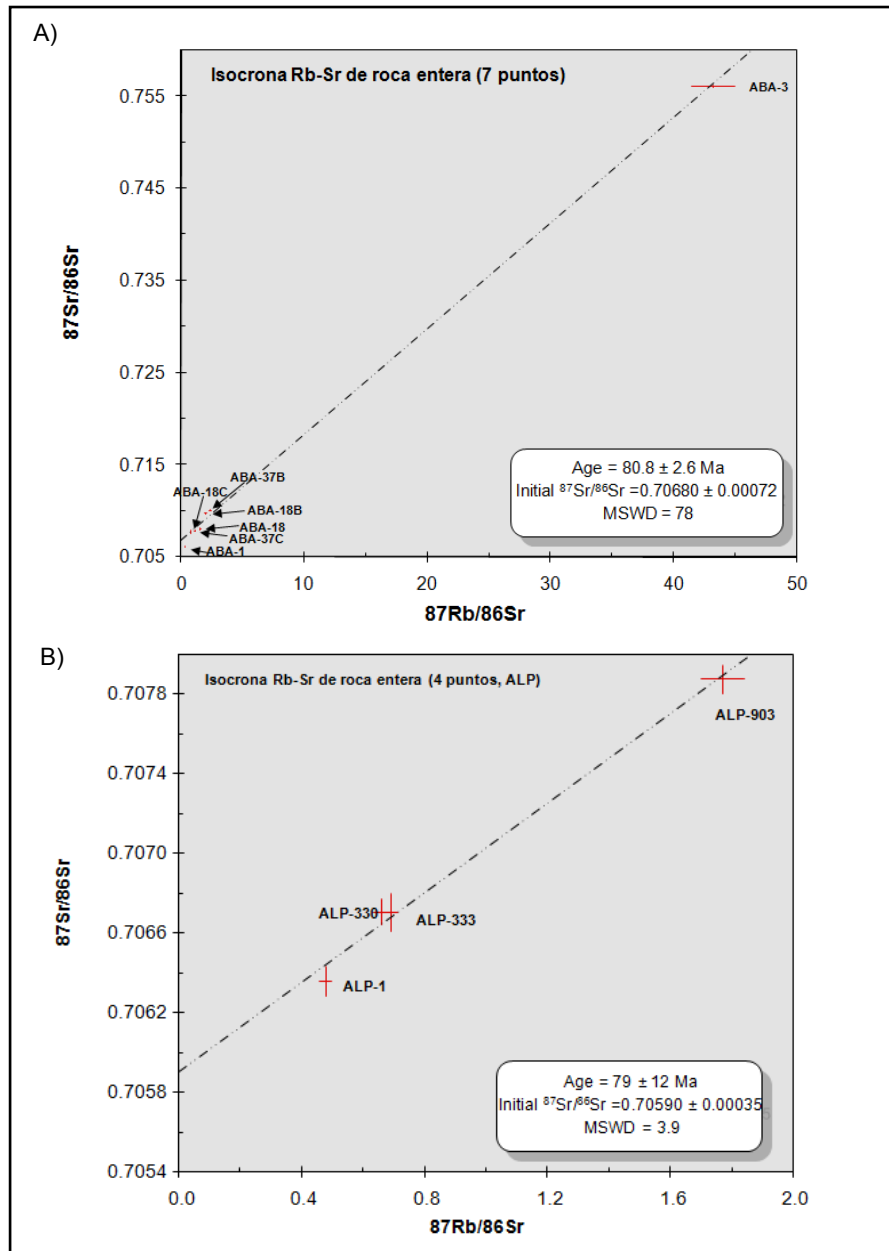


Figura 4.12.- Nuevas isócronas de roca entera para las rocas plutónicas del área de estudio. A).- Arroyo Buenos Aires y B).- Arroyo La Palma.

Los datos químicos de los granates de las rocas del área de estudio analizados están compilados en la tabla 4.6A. Los granates presentan contenidos de SiO_2 entre 36% (ABA-37-A) y 38% (ALP-909); el CaO varía entre 0.46% (ABA-37-a) y 34.5 % (ASL-10); el Al_2O_3 de los granates analizados va de 14% (ASL-10) a 22% (ALP-906); respecto al FeO el porcentaje varía de 10% (ASL-10) a 34% (APZ-316); la presencia de MnO en los granates está en porcentajes de 0.4% (ASL-10) a 10.3% (SLG-9). El porcentaje del MgO entre 0.11% (ASL-10) y 6.7% (ALP-906), mientras que los porcentajes del Na_2O y K_2O son menores a 0.01%.

Las relaciones entre los óxidos Al_2O_3 - CaO - FeO y Mn se muestran en las figura 4.13-A (óxidos). En los diagramas se aprecia una relación estrecha entre el Al_2O_3 y FeO con un marcada tendencia de los granates hacia el campo aluminico y aluminico-férrico, salvo la muestra ASL 10, que es cálcico-aluminico con una relación de CaO : 60%, FeO : 20%, Al_2O_3 :20%.

Las relaciones porcentuales de los granates analizados están contenidas en la tabla 4.6B. Los granates del área de estudio fueron graficados en diagramas triangulares (figura 4.13B), considerando la relación almandino - grosularia - espatina y el otro de espatina – grosularia - pirope.

En los diagramas existe un dominio claro del granate almandino y de la espatina con excepción de la muestra ASL-10 que tiene una mayor relación porcentual de grosularia.

En la figura 4.13B, también se aprecia que los granates de las muestras ABA37-A y SLG-9 son predominantemente espatina (espatina: 80 pirope: 10 grosularia: 10). El resto de las muestras presentan componentes de los tres miembros en proporciones variables: La muestra ALP-906 es más hacia el campo del pirope (pirope: 70, grosularia: 20, espatina: 10) y la muestra ASL-10 es grosularia.

Tabla 4.6.- Composición química y porcentual de los granates estudiados con la microsonda en el área de estudio. A características químicas (elementos mayores en wt%), B.- Relaciones porcentuales en %.

CLAVE	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
APZ-315	37.325	0.01	21.127	33.466	3.731	2.282	3.364	0.012	0	101.317
APZ-315	37.483	0.012	21.007	33.998	3.163	2.452	3.684	0	0.002	101.801
APZ-315	36.757	1.833	19.226	26.379	0.47	6.148	0	0.084	9.532	100.43
ALP-909	37.418	0.013	21.896	36.312	2.956	0.846	0.978	0.06	0.006	100.485
ALP-909	37.188	0.002	21.973	36.098	3.102	0.806	0.943	0	0	100.112
ALP-909	38.022	0.33	14.861	11.074	0.488	0.107	34.156	0.025	0	99.063
ASL-10	38.93	0.359	14.569	11.211	0.471	0.116	34.077	0.025	0.012	99.77
ASL-10	38.033	0.337	14.914	10.968	0.428	0.106	34.626	0	0	99.412
BLC-9	36.433	0	21.354	31.476	10.387	0.768	0.675	0.01	0	101.1
BLC-9	36.357	0	21.528	32.765	9.925	0.788	0.581	0.023	0.013	101.98
ALP-906	37.6	0.038	22.281	32.21	1.625	4.474	3.01	0.031	0.005	101.274
ALP-906	37.969	0.005	22.37	32.091	2.279	4.114	1.518	0	0.002	101.348
ALP-906	34.657	0.036	22.768	36.123	0.822	6.742	0	0	0.009	101.157
ABA-37.A	36.19	0.016	21.318	32.523	9.752	1.105	0.695	0.033	0	101.632
ABA-37.A	36.46	0.001	21.377	32.956	9.059	1.16	0.46	0	0.001	101.474

A (elementos mayores en wt%)

Clave	Almandina	Piropo	Espeartina	Grosularia
APZ-315	73.353	8.918	8.283	9.447
APZ-315	73.441	9.443	6.920	10.196
APZ-315	69.756	28.985	1.259	0
ALP-909	86.319	3.585	7.117	2.979
ALP-909	86.184	3.431	7.501	2.885
ALP-909	19.946	0.344	0.890	78.82
ASL-10	20.18	0.372	0.859	78.589
ASL-10	19.602	0.338	0.775	79.286
BLC-9	71.164	3.096	23.785	1.955
BLC-9	72.865	3.124	22.355	1.655
ALP-906	70.499	17.459	3.602	8.441
ALP-906	73.47	16.792	5.285	4.453
ALP906	73.757	24.543	1.7	0
ABA-37.A	71.857	4.353	21.823	1.967
ABA-37.A	73.581	4.618	20.486	1.316

B (Relaciones porcentuales)

ABA-37A.- Corresponde al granate de una pegmatita del arroyo Buenos Aires

ALP-909.- Corresponde al granate de un granito anatóctico del arroyo de La Palma

ASL-10.- Corresponde al granate de un skarn en el arroyo San Lázaro

ALP-906.- Corresponde al granate de un granito anatóctico en Arroyo La Palma.

APZ-316.- Corresponde al granate de roca metamórfica del arroyo Portezuelo

APZ-315.- Corresponde al granate de una roca metamórfica del arroyo Portezuelo

BLC-9 -. Corresponde al granate del granito El Puerto de la Sierra La Gata

La localización de las muestras se ve en la tabla 3.1 (anexo-4) y en la figura 3.1 (anexo-2).

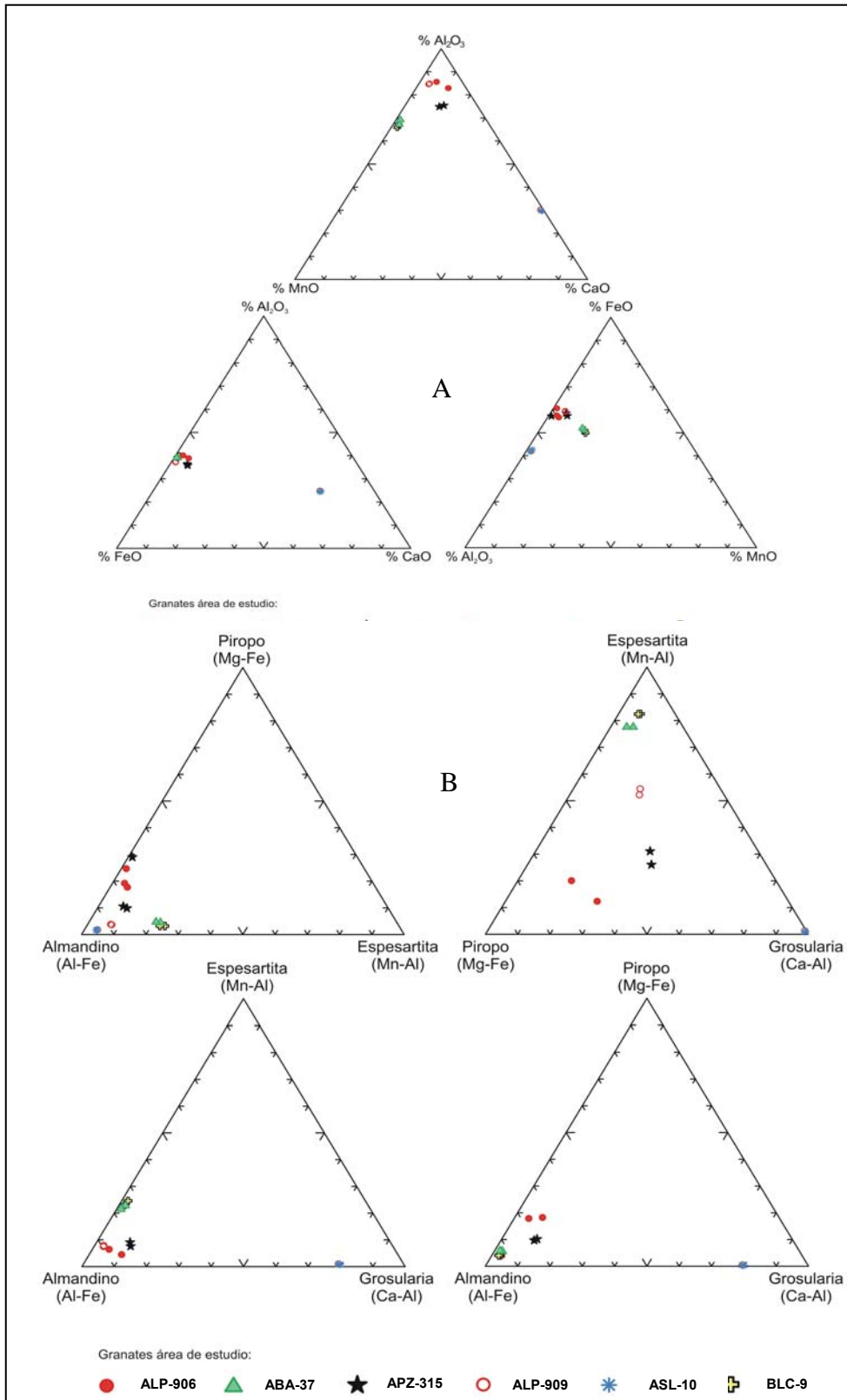


Figura 4.13.- Características químicas de algunos granates de las rocas del área de estudio analizadas. **A** Corresponde a la relación de porcentajes de óxidos y **B** refleja la relación porcentual de las muestras analizadas.

CAPITULO 5.- INTERPRETACIÓN, DISCUSIÓN DE RESULTADOS DEL ÁREA DE ESTUDIO Y RELACIÓN CON EL NOROESTE (NW) DE MÉXICO.

5.1.- INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO.

5.1.1.- Litología, Estratigrafía y Petrografía

Durante la investigación se consideró apropiado describir los cuerpos de roca de manera que fueran reconocidos en función de sus características litológicas y ajustadas a la interpretación genética que se estableció, no obstante que la comisión de nomenclatura estratigráfica de Norte América de 2005 indica que las definiciones de las unidades litoestratigráficas y litodémicas deben ser establecidas de manera independiente de la historia geológica. Para establecer unidades litológicas en terrenos metamórficos, Fry (1984) sugiere que los criterios a seguir son: el posible origen genético inferido del protolito, el grado metamórfico, el estilo e intensidad de la deformación en el cuerpo de roca, su expresión morfológica entre otras propiedades.

Las rocas metamórficas del área de estudio se agruparon en un complejo metamórfico formado por unidades litodémicas de rocas metasedimentarias (esquistos, paragneis, calcosilicatos y migmatitas) y metaígneas, incluyendo ortogneis y gneis anfibolítico. Las relaciones de campo indican que estratigráficamente las rocas más antiguas corresponden a la secuencia litológica formada por las unidades Portezuelo y calcosilicatos El Mezquite seguidas por el ortogneis Boca de La Sierra, el gneis anfibolítico La Palma y las migmatitas.

El protolito de la unidad Portezuelo fue heterogéneo y corresponde principalmente a sedimentos cuarzo-feldespáticos, de granulometría gruesa a fina y con un contenido de arcillas inferior a la de los esquistos pelíticos.

Las texturas presentes en la unidad Portezuelo confirman el carácter heterogéneo del protolito y corresponden a rocas derivadas de la recristalización de pelitas y grauvacas y sugieren la presencia de material prismático, que alterno con bandas de material tabular en una misma roca. La textura porfidoblástica en las rocas de la unidad Portezuelo refleja un proceso sin-cinemático evidenciado por las estructuras espirales de los granates. Mientras que los porfidoclastos de feldespato potásico y biotita indican la presencia de cristales pre-cinemáticos recristalizados.

En algunos sitios cercanos a los bordes de los plutones se desarrollaron texturas de metamorfismo de contacto con un claro control de la temperatura en su desarrollo.

Las características de la unidad calcosilicatos El Mezquite sugieren un protolito heterogéneo, pero predominantemente calcáreo y con una alternancia de material terrígeno cuarzo-feldespático y volcánico (máfico) reflejado en el bandeamiento y laminación que presentan las rocas a nivel del

afloramiento y muestra de mano (figuras 3.5 y 3.6). Las láminas delgadas estudiadas al microscopio también presentan una laminación que refleja los cambios composicionales observados en el campo lo que confirma el carácter heterogéneo de la unidad.

Adicionalmente la textura característica en la unidad calcosilicatos el Mezquite es granoblástica y la presencia de puntos triples sugiere una cristalización asociada a una deformación homogénea. En algunas rocas analizadas, los minerales están orientados dando evidencias de una textura granoblástica foliada. La unidad calcosilicatos el Mezquite presenta principalmente en los contactos con las rocas plutónicas evidencias de metamorfismo de contacto y desarrollo de skarn con texturas granoblásticas.

El gneis anfibolítico del área de estudio está relacionado a dos protolitos. Uno corresponde a material fino derivado de una fuente volcánica máfica o con material margoso mientras que el otro probablemente corresponde a diques o sills máficos como lo sugieren algunas texturas relictas, su composición mineral (plagioclasa+hornblenda) y las relaciones de campo (diques y mantos). Las texturas y la mineralogía observadas en lámina delgada confirman los dos protolitos de origen del gneis anfibolítico.

Las anfibolitas pueden ser formadas de rocas de diversa composición pero principalmente de rocas ígneas máficas o de sedimentos impuros calcáreos o dolomíticos. Sin embargo, no siempre es posible definir de qué rocas provienen las anfibolitas pero las que derivan de rocas ígneas o sedimentarias, tienden a demostrar diferentes características mineralógicas (Williams *et al.*, 1980; Passchier *et al.*, 1990).

En el caso del gneis anfibolítico, el protolito derivado de una fuente de afinidad ígnea retrabajada fue depositado de forma simultánea con la secuencia sedimentaria.

La presencia de estructuras tabulares a manera de diques y mantos deformados sugieren la participación de una fase magmática máfica relacionada con el protolito ígneo del gneis anfibolítico y que fue anterior a la deformación y metamorfismo de los sedimentos.

El ortogneis Boca de La Sierra representa un protolito de afinidad ígnea (cuarzo-feldespático) de composición tonalítica y granodiorítica. La unidad ortogneis es posterior a los metasedimentos, pero es anterior a la unidad de gneis anfibolítico. Las texturas cataclásticas de las rocas del ortogneis Boca de La Sierra sugieren la presencia de un mayor control de la presión que la temperatura y una recristalización incipiente en los bordes de los augen.

En terrenos con gneises de metamorfismo de grado alto el reconocimiento o la diferenciación entre ortogneis y paragneis es difícil si no se consideran todos los elementos estructurales, mineralógicos y geoquímicos colectados. Sin embargo, si las unidades son homogéneas, de espesor uniforme y de composición ígnea, un origen ígneo está posiblemente ligado a estas unidades. En los gneises derivados de material sedimentario el comportamiento es más irregular tanto en espesor como en composición, en este caso algunas capas pueden ser de distintos orígenes sedimentarios.

Además las capas tienen fronteras más difusas que las derivadas de origen ígneo (Passchier *et al.*, 1990).

Las características de campo y las laminas delgadas analizadas de las rocas del ortogneis Boca de La Sierra sugieren un protolito de origen ígneo conforme a lo establecido por Passchier *et al.* (1990). Sin embargo, en la unidad Portezuelo se reconoció un protolito sedimentario que define un paragneis.

El ortogneis Boca de La Sierra representa un pulso magmático anterior a la deformación de los metasedimentos a los que se encuentra asociados (Esquisto Portezuelo y calcosilicatos El Mezquite). Sin embargo, aun no está bien establecido si la unidad se emplazó en los metasedimentos o es anterior a ellos. En la isla Cerralvo, Grove *et al.* (2003 y comunicación personal) reportan para un granito tipo-S edades de zircones de 161 ± 2 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) y de 155 ± 10 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) mientras que las rocas deformadas (milonitas de composición granítica) dan edades de 166 ± 2 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) y 168 ± 5 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) que las ubica en el Jurásico Medio. Dichas rocas son similares a la unidad ortogneis Boca de La Sierra. Por lo tanto existe la posibilidad de que esta unidad sea de edad similar a las rocas de la isla Cerralvo.

Las relaciones de campo entre las unidades del complejo metamórfico (tabla 3.2) indican que los protolitos de los metasedimentos formaron parte de una misma sucesión estratigráfica anterior al metamorfismo y emplazamiento de los plutones deformados. Además las características litológicas actuales de las unidades Portezuelo, El Mezquite y del gneis anfibolítico permiten inferir que sus protolitos sedimentarios se acumularon en ambientes marinos de aguas someras a profundas.

Las texturas, la mineralogía y las reacciones observadas en las rocas metamórficas del área de estudio, sugieren que el protolito fue heterogéneo en composición y además son congruentes con un metamorfismo regional de grado medio a alto, cercano y asociado a una zona de subducción así como al emplazamiento de magmas orogénicos. En algunos sitios cercanos a los bordes de los plutones se desarrollaron texturas de metamorfismo de contacto (skarn) con un claro control de la temperatura en su desarrollo. Finalmente, las texturas cataclásticas observadas en el ortogneis Boca de La Sierra implican una deformación importante asociada al aumento de presión y temperatura. También se considera que las rocas metamórficas del área de estudio reflejan parte de la historia geológica y fueron influenciadas por el régimen de esfuerzos, la deformación progresiva, la mineralogía de la roca y el metamorfismo asociado.

Considerando las características texturales, mineralógicas y estructurales de las rocas metamórficas del área de estudio, un metamorfismo polifásico es más factible que un evento polimetamórfico según el criterio de Kornprobst (1999).

5.1.1. A.- Condiciones del metamorfismo

Las asociaciones mineralógicas de las rocas metamórficas del área de estudio, indican que la secuencia sedimentaria original fue sometida a un metamorfismo regional de grado medio (facies de la anfibolita) y en ocasiones llegó a la parte alta de la misma, propiciando el desarrollo de migmatitas. Existen otras asociaciones mineralógicas de las rocas que implican la presencia de metamorfismo de contacto (skarn y esquisto cuarzo-feldespático).

Con el fin de tener una idea de las condiciones de presión y temperatura del metamorfismo en el área de estudio, una muestra de granate (APZ- 316) que corresponde a la unidad Portezuelo fue analizada por el método de BSE (Back-Scattered-Electrons) en la Universidad de Munich, Alemania, por Andreas Schürzinger. Los datos fueron calculados para presiones de 3 kbar con datos y fórmula de archivos de Grt-Bt y usando dos tipos de termómetros: Ferry y Spear (1978) y Perchuk y Laverent'eva (1983), con los resultados siguientes:

El granate analizado manifiesta una zonificación entre el núcleo y el borde del mineral, lo cual da una idea de las condiciones de equilibrio (figura 5.1 A-B).

El núcleo del granate presenta la siguiente composición:

Granate (almandino₈₁-piropo₁₅-espesartina₁-grosularia_{<4}) + biotita (flogopita₄₇) + sillimanita + plagioclasa A_{b74} + cuarzo + ilmenita ± rutilo.

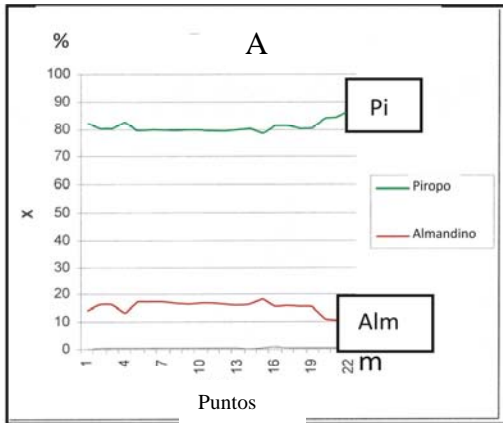
El borde o corona presenta:

Granate(almandino₈₅-piropo₈-espesartina_{1.5}-grosularia_{4,5}) + biotita_{flogopita₃₇} + sillimanita + plagioclasa A_{b75} + cuarzo + ilmenita ± muscovita.

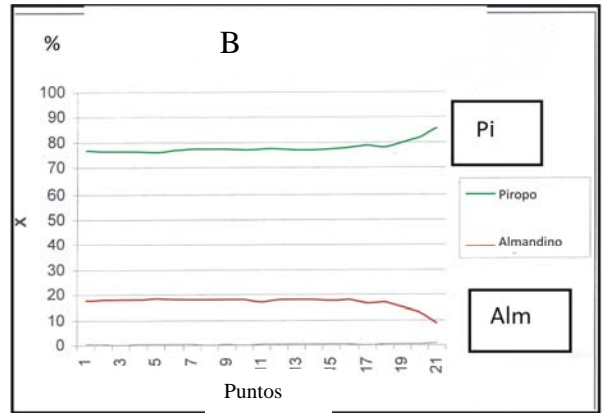
Los granates analizados de la muestra APZ-316 (granate-1 y granate-2) son mostrados en las figuras (5.1 C y D). En las figuras 5.1 C' D' se gráfica la temperatura (eje vertical) contra el número de análisis (eje horizontal). En las figuras 5.1C'' y D'' se grafica el coeficiente de distribución o partición del (Mg/Fe) en el granate contra el (Mg/Fe) de la biotita del granate-1 y granate-2, respectivamente.

En la grafica 5.1C' los análisis 3, 4, 6, 7, 8 no definen una línea y los valores de temperatura están entre 560°C y de 640°C, mientras que los valores de los otros análisis se agrupan en una línea horizontal y dan temperaturas de aproximadamente 640°C. En el caso de la figura 5.1D', solamente tres valores pares (1, 3 y 6) muestran un arreglo implicando una temperatura de 620°C.

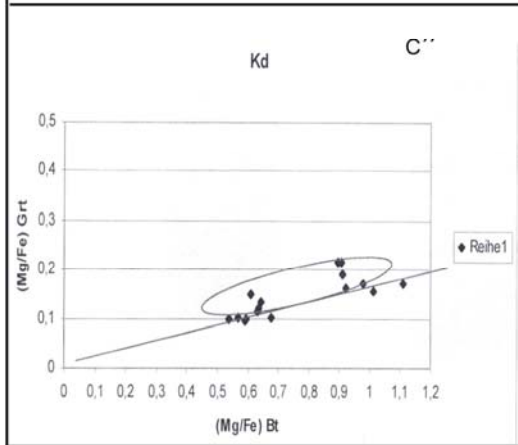
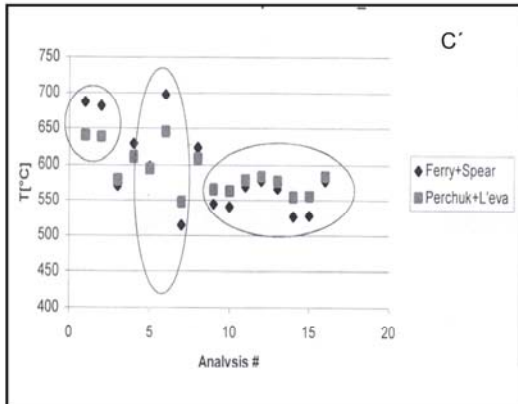
Las gráficas de la figuras 5.1C', indican que la temperatura del núcleo del granate1, fue de aproximadamente 640°C y en la orilla se equilibró entre 560 y 580°C, mientras que en el granate-2, la temperatura fue de 600°C a 620°C. En este último caso las temperaturas obtenidas por los dos diferentes termómetros son muy cercanas y se interpreta que la temperatura de la corona o borde del granate fue de aproximadamente 620°C.



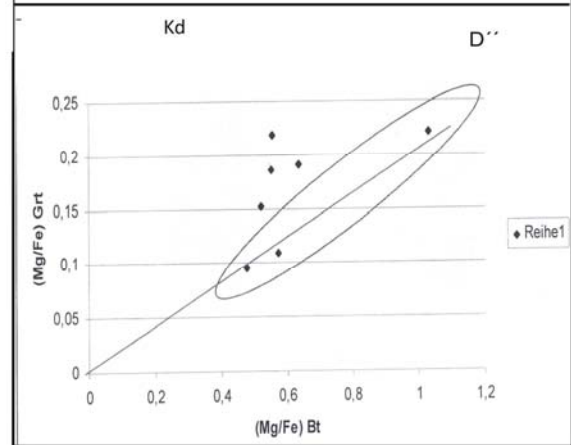
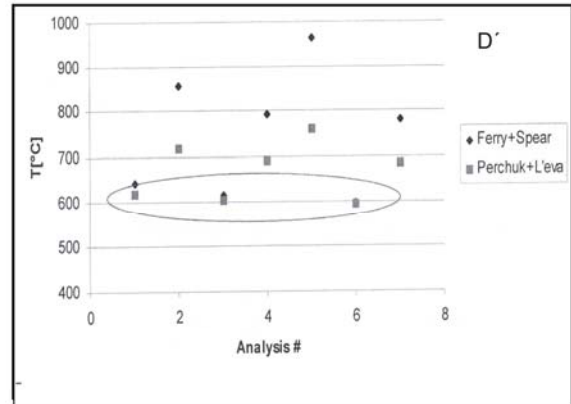
A.- Perfil del granate 1 muestra APZ-316



B.- Perfil del granate 2 muestra APZ-316



C.- Granate -1 (APZ-316)



D.- Granate -2 (APZ-316)

Figura 5.1.- A y B, perfiles de composición de los granates de la muestra APZ-316 realizados del núcleo a la orilla (de izquierda a derecha). A y C: corresponde al granate-1 y B y D: al granate-2. C. C' y D' representan las temperaturas de biotita (bt)-granate para la muestra APZ-316. C'' y D'' se refieren al coeficiente de distribución o partición del (Mg/Fe) en el granate contra el (Mg/Fe) de la biotita del granate-1 y granate-2, respectivamente. Pi= piropo, Alm= almandino, Kd= coeficiente de partición, (Mg/Fe) Bt= relación de magnesio/hierro para la biotita, (Mg/Fe)Grt =relación magnesio/hierro para el granate(explicación en el texto).

Las condiciones de temperatura y el coeficiente de distribución (K_D) de los granates analizados a presiones de 3 kbar, implican que las rocas de la unidad Portezuelo en el contacto con los intrusivos alcanzaron temperaturas de equilibrio entre 620°C a 580°C y presiones de 3 kbar (figuras 5.1C" y D") lo cual está de acuerdo con los resultados para otras regiones de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz, documentadas por Schürzinger (2004), por ejemplo las regiones de Todos Santos y El Triunfo.

5.1.1 B.- Las Migmatitas del Área de Estudio

En el área de estudio existe una asociación entre metamorfismo, migmatitas y emplazamiento de fundido anatético. Las migmatitas con estructura de estromatita están asociadas a la unidad Portezuelo, principalmente en las zonas en donde los segregados graníticos ricos en granate con presencia de restita con aluminosilicatos (andalucita o sillimanita) y biotita son abundantes. Por otro lado las migmatitas con estructura agmatítica, dictonítica y oftalmítica, están presentes en el ortogneis Boca de La Sierra (figuras 3.8 y 3.10).

Actualmente se considera y está documentado (McLellan, 1988, 1989; Johannes, 1988; Sawyer, 1996) que: 1.- Las estromatitas y flebitas son estructuras que se desarrollan a partir de un protolito sedimentario y presentan restitas con presencia de sillimanita, 2.- Las estructuras agmatíticas, dictoníticas y oftalmíticas, carecen de restitas con presencia de sillimanita y están asociadas tanto a procesos ígneos como a deformación dúctil, desarrollados en zonas de cizallas profundas (Sawyer, 1996; Brown y Solar, 1998a y 1998b), 3.- La presencia de nebulita y estructuras schollen indican un grado avanzado de migmatización o fusión (Mehnert, 1968; Ashworth, 1985).

En el área de estudio los tres casos mencionados anteriormente están presentes, lo cual se interpreta como que el protolito sedimentario fue sometido a metamorfismo regional alcanzando la parte alta de la facies de anfibolita y desarrollo de procesos anatéticos. La actividad magmática generó metamorfismo de contacto y el desarrollo de migmatita con estructuras de agmatita. La deformación tectónica (deformación por cizalla) facilitó la formación de migmatitas con estructuras dictoníticas y oftalmíticas observadas principalmente en el ortogneis Boca de La Sierra.

5.1.1 C.- Edad del Metamorfismo en el Área de Estudio

Las edades obtenidas (ver capítulo 4) para el gneis anfibolítico La Palma y para el ortogneis Boca de La Sierra dan valores de 75.5 ± 1.5 Ma y de 73.8 ± 1.45 Ma, respectivamente (tabla 4.3). Las edades son semejantes a las obtenidas para el ensamble plutónico posttectónico del área de estudio (discutida más adelante). Las edades referidas son interpretadas como el resultado de la rehomogenización del sistema isotópico de las rocas metamórficas y corresponden al metamorfismo asociado al magmatismo desarrollado entre 78 y 58 Ma en el área de estudio. Adicionalmente una

muestra de una migmatita (muestra ALP 347) fechada por método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en biotita, dio una edad de 75.07 ± 1.28 Ma que concuerda con las fechas anteriores y también está confirmado por las relaciones de campo.

Los datos de campo y las características de la geología regional implican que el metamorfismo regional y la deformación presentes en las rocas metamórficas del área de estudio obedecen a la tectónica y al magmatismo desarrollados entre 129 y 94 Ma, lo cual posiblemente está relacionado a los intrusivos máficos a intermedios de la región de Todos Santos y La Paz (Veladero, Valle Perdido, El Novillo, La Palmilla). Por otro lado, el metamorfismo de contacto en el área de estudio se asocia al magmatismo desarrollado en el área de estudio entre 78 y 58 Ma.

5.1.2.- Relación de las Rocas Metamórficas del Área de Estudio con los otros Complejos Metamórficos de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz

5.1.2.A.- Protolitos y Ambientes de Depósito

En la tabla 5.1 se presenta una comparación de las principales características de los complejos metamórficos de las regiones de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. De la tabla referida se muestra que el protolito de las rocas metamórficas fue tanto sedimentario como ígneo.

En un contexto regional es probable que los protolitos sedimentarios de las rocas metamórficas de la región de Todos Santos, SW de La Paz, Sierra La Gata (ver capítulo 2) y del área de estudio (capítulo 3), representen secuencias de rocas sedimentarias de diferentes ambientes y litologías pero de una misma cuenca, que recibió aporte de sedimentos terrígenos, pelíticos, psamíticos, cuarzo-feldespáticos así como sedimentos calcáreos depositados sobre corteza oceánica y continental.

La distribución actual de las rocas metamórficas en la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (figura 2.1), sus características litológicas y relaciones de campo, indican que los ambientes más profundos se ubicaban hacia la región de Todos Santos y SW de La Paz y permitieron la acumulación de material pelítico asociado con turbiditas, depositados sobre corteza oceánica. Las rocas calcáreas (mármol y calcosilicatos) reflejan un ambiente de plataforma o talud.

En la Sierra La Gata no se han reconocido rocas metamórficas derivadas de protolitos calcáreos, lo cual implica que la secuencia sedimentaria fue principalmente terrígena, psamítica y cuarzo-feldespática, depositada sobre una corteza continental pero en un ambiente más somero (plataforma-litoral?).

En el área de estudio (capítulo 3) el ambiente de depósito fue más somero que el de la región de Todos Santos (cuenca), pero comparativamente más profundo que el de la Sierra La Gata (plataforma-litoral?) y las secuencias fueron depositadas en la transición entre corteza continental y

oceánica evidenciada por la unidad gneis anfibolítico Punta Lobos (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989a).

TABLA 5.1.- Comparación de las características sobresalientes de las regiones con rocas metamórficas en la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz.

Característica	Región de Todos Santos	Región SW de La Paz	Región Sierra La Gata	Área de estudio
Metamorfismo regional	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX
Metamorfismo de contacto	X	X	XX	XXX
Filitas y pizarras	XXXX			
Esquistos	XXX	X	XXXX	XX
Calcosilicatos		X		XXXX
Marmol	XX	x		XX
Gneis anfibolítico	XXX	X	X	XXX
Milonitas	XXX	X	XX	X
Paragneis	XX		XXXX	XX
Ortogneis	XX	X	X	XXX
Migmatitas	X		XXXX	XXX
Foliación	XXXX	XX	XXXX	XXXX
Doble foliación (S _c)	XXXX	X	XXXX	XXX
Pliegues	XXX	X	XXXX	XX
Budines	X		XX	XXXX
Bandas de cizalla	XXXX	XX	XXXX	XXX
Fallas inversas	X		XXXX	X
Fallas normales	XXXX	XXXX	XXXX	XXXX
Fallas laterales	XX	XX	XX	XXX
Diques deformados	XX		XXX	XXX
Protolitos	Terrígeno Cuarzo-feldespático Calcáreo Ígneo	Terrígeno Cuarzo-feldespático Calcáreo Ígneo	Cuarzo-feldespático, Calcáreo Ígneo	Cuarzo-feldespático
Edad del protolito	170 a 140 Ma	No hay información	No hay información	170 a 140 Ma
Condiciones y grado de metamorfismo	Regional de grado medio (facies de anfibolita)	Regional de grado medio (facies de anfibolita)	Regional de grado medio a alto (facies de anfibolita) y de contacto	Regional de grado medio a alto (facies de anfibolita)
Ambiente de depósito, inferido para las sucesiones sedimentarias metamorfoseadas	Profundo turbiditas sobre corteza oceánica	Transicional de marino a continental	Somero a profundo, plataforma a talud sobre transición continente-océano	Somero, plataforma sobre corteza continental

XXXX: Muy Abundante; XXX: Abundante; XX: Común; X: Presente

El protolito de las rocas metaígneas de las tres regiones (Todos Santos, Sierra La Gata y el área de estudio) corresponde a rocas intrusivas de composición intermedia a félsica, lo cual indica que hubo una actividad magmática regional que afectó a las secuencias sedimentarias antes del metamorfismo regional y la deformación.

En la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz existe una asociación estrecha entre migmatitas-granitos anatéticos y metamorfismo. La problemática de las migmatitas y su relación con la generación de magmas graníticos fue analizada en detalle por McLellan (1988 y 1989), Johannes (1988), Sawyer (1996, 1998) y Brown *et al.* (1995). El emplazamiento y las estructuras de migmatitas asociadas a las rocas graníticas fueron abordados por Castro (1987), Paterson y Tobisch. (1992), Paterson *et al.* (1996) y Clarke (1992 y 1996). Los criterios estructurales, texturales y químicos son manejados por McLellan (1988) y Pattison y Harte (1988) en el estudio de las migmatitas para: a.- Poder identificar los procesos involucrados en su formación y b.- Tratar de establecer las posibles relaciones entre migmatitas, metamorfismo y magmas.

Las migmatitas de la Sierra La Gata varían desde metatexita (estromatita y flebita) y llegan hasta diatexita (nebulita) (figuras 2.5 y 2.6), pero a diferencia del área de estudio, en la Sierra La Gata hay pocas evidencias de migmatitas ígneas (agmatitas) o tectónicas (dictoníticas y oftalmíticas) (figura 3.9). Esto sugiere que las migmatitas de la Sierra La Gata fueron controladas por un protolito metasedimentario y son principalmente producto del metamorfismo regional de grado medio a alto y del desarrollo de fusión.

5.1.2.B.- Edades de los Protolitos y del Metamorfismo

A un nivel regional los fechamientos de zircones detríticos por el método de U-Pb provenientes de sedimentos recientes de arroyos de la región de Todos Santos y de la Sierra La Gata son reportados por Grove *et al.* (2003) y Fletcher *et al.* (2007) (figura 4.8). El rango de edades de los zircones en el occidente de la provincia está entre 170 y 75 Ma con un dominio entre 120 y 90 Ma y con poblaciones subordinadas entre 145 y 100 Ma o >145 Ma, principalmente en la región de La Paz y Todos Santos.

Al sur de Todos Santos y hasta Los Cabos, las edades de los zircones detríticos son predominantemente entre 90 y 81 Ma, con subordinados de 100 a 90 Ma y de 80 a 65 Ma, mientras que en el sur existe un amplio dominio de edades entre 90 y 81 Ma, con subordinados entre 80 a 65 Ma y <65 Ma.

Las edades más antiguas (>145 Ma y de 145 a 100 Ma) corresponden a las rocas metamórficas y las más jóvenes a los intrusivos de las regiones Todos Santos y La Paz.

Las edades mayores a 145 Ma son interpretados como la edad de los protolitos de las rocas metamórficas de la región de Todos Santos, SW de La Paz y de la Sierra La Gata, que establece una edad para los sedimentos entre el Jurásico Medio y Cretácico Temprano. Desafortunadamente en el

área de estudio no se cuenta aun con edades de zircón que permita limitar la edad del protolito. Sin embargo, la relación entre las tres regiones hace pensar que los protolitos de las rocas metamórficas del área de estudio tienen una edad similar a las otras dos regiones.

Las edades de las unidades metaígneas son desconocidas, pero fechamientos en los gabros de la región SW de La Paz indican edades de 129 y 116 Ma (Schaaf *et al.*, 1997, 2000), mientras que en el caso de la Sierra La Gata las edades de las unidades metaígneas son poco conocidas igual que en el área de estudio. Sin embargo, en la Isla Cerralvo Grove *et al.* (2003 y comunicación personal) reportan edades de zircones de 161 ± 2 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) y de 155 ± 10 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) para un granito tipo-S que las ubica en el Jurásico Medio.

La naturaleza de las rocas de caja del batolito en el Bloque Los Cabos permiten inferir una secuencia de origen sedimentario, de una edad Jurásica y afectada por metamorfismo regional, que alcanzo las facies de anfibolita en la cual se emplazaron rocas plutónicas cretácicas con una composición que va desde gabros a granitos.

La tectónica posterior junto con la erosión ha expuesto parte de las relaciones de los eventos mencionados mediante afloramientos aislados, que son evidencias de la secuencia sedimentaria original, actualmente formada por calcosilicatos, ortogneis y paragneis, gneis anfibolítico, migmatita y milonita.

Considerando lo expuesto anteriormente es posible que el metamorfismo regional este asociado con un evento magmático gabroico y tenga una edad entre 116 a 94 Ma y que el metamorfismo de contacto pero a escala regional sea de 75 Ma asociado al magmatismo del Bloque Los Cabos (80-58 Ma). Los granitos anatéticos de la Sierra La Gata tienen una edad de 98 ± 2 Ma (biotita); 103 ± 2 Ma (muscovita) y 118 ± 12 Ma (granate) y son interpretadas por Schaaf *et al.* (2000) como edades del magmatismo y del metamorfismo. En el área de estudio las edades del granito Buenos Aires (109 ± 7 Ma en granate-roca total por Sm-Nd) pueden también indicar la edad del metamorfismo y son semejantes a las de la Sierra de La Gata.

A nivel regional, en los diferentes complejos metamórficos de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz, existen evidencias que indican condiciones de metamorfismo regional semejantes a las del área de estudio, pero que dependiendo del protolito, el metamorfismo facilitó el desarrollo de rocas típicas de cada región: (1) Pizarras, filitas con andalucita y granate, gneis anfibolítico y mármol en Todos Santos. (2) Fusión y desarrollo de migmatitas a escala regional así como granitos anatéticos en la Sierra de La Gata. (3) Esquisto, gneis, mármol y migmatitas en el área de estudio.

En la región de Todos Santos el metamorfismo se desarrolló en condiciones de baja presión entre 2.5 y 3 kbar con temperaturas de 650°C a 675°C; (Garrow *et al.*, 2002; Schürzinger, 2004). Estos investigadores no obtuvieron presiones mayores a 0.35 GPa y los resultados indican condiciones similares para las rocas metamórficas de la región de Todos Santos y de este trabajo.

Sobrepuesta al metamorfismo regional existe un metamorfismo de contacto relacionado con la actividad magmática más joven (78 a 75 Ma). En la región de Todos Santos la presencia de skarn y migmatitas no es común a pesar de que se ha reconocido un metamorfismo de contacto. En la Sierra La Gata un magmatismo semejante al del área de estudio propició el desarrollo de metamorfismo de contacto y la formación de hornfels (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1995b; Hiraes-Rochin, 2004).

La Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz actualmente muestra diferentes niveles de la anatomía de un orógeno (de un batolito) desarrollado en un ambiente de margen continental. Esto implica que las regiones de Todos Santos, SW de La Paz, Sierra de La Gata y área de estudio tienen una historia común desde el Cretácico hasta la actualidad, pero a pesar de esto, la dinámica no ha sido la misma lo cual está reflejado en los diferentes niveles de exposición. En este contexto, las rocas de la región de Todos Santos corresponden a la corteza superior (rocas metamórficas de grado medio) y representan los exocontactos. Las rocas de la Sierra La Gata corresponden a las rocas metamórficas parcialmente fundidas del protolito sedimentario (representan los contactos) y el nivel expuesto corresponde a la transición metamorfismo de alto grado-anatexis (corteza media). Mientras que las rocas del Bloque Los Cabos corresponden al batolito y los procesos magmáticos-tectónicos asociados (representan los endocontactos). En este caso, el nivel expuesto corresponde al núcleo del orógeno (ensamble plutónico), con colgados de la cubierta metamórfica, implicando una erosión y un levantamiento intenso.

La relación de las rocas metamórficas del área de estudio con las de Todos Santos, SW de La Paz y la Sierra La Gata implica que las rocas fueron parte de una misma secuencia sedimentaria con historia semejante previa al metamorfismo. Sin embargo, existe la otra opción de que sean entidades diferentes con su propia historia en donde diferentes fragmentos fueron acrecionados antes del magmatismo regional de 129 Ma (Cretácico). Con base al conocimiento geológico de la provincia, la primera opción es la más viable.

Las características de las rocas metamórficas, distribución, protolitos y ambiente de depósito implican que fueron acumuladas en el límite de corteza continental y oceánica.

5.1.3- Relación de las Rocas Prebatolíticas de La Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz con las regiones del noroeste de México y suroeste de Estados Unidos

Es importante resaltar que a la fecha existen pocos trabajos encaminados a correlacionar las rocas metamórficas y los protolitos de los complejos metamórficos de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz con otras regiones del NW de México. En términos generales, los trabajos son enfocados a la correlación entre los diferentes sistemas magmáticos en la Cordillera, los cuales se pueden agrupar en tres regiones 1).- El SW de Estados Unidos (Gastil, 1993; Gastil y Miller, 1983, 1984 y 1993; Todd *et al.*, 1991 y Wetmore *et al.*, 2003) 2).- El NW de México, principalmente en

los estados de Baja California, Sonora (Valencia-Moreno *et al.*, 1999, 2001 y 2003; Roldán-Quintana, 2002) y Sinaloa (Henry, 1975; Mullan, 1975 y 1978; Henry *et al.*, 2003) y 3).- El SW de México en el mosaico de los terrenos tectonoestratigráficos (Campa y Coney, 1983; Morán-Zenteno, 1992; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1993; Herrmann, 1994; Hermann *et al.*, 1994; Tolson, 1998, entre otros).

En el SW de Estados Unidos, Baja California, Sonora, Sinaloa, Nayarit y Jalisco, existen afloramientos de rocas siliclásticas del Triásico-Jurásico que indican ambientes de agua profunda a somera asociados a un margen pasivo con fuente de aporte continental. Sin embargo, las fuentes de procedencia parecen ser diferentes.

Las rocas prebatolíticas de las Sierras Peninsulares en el SW de Estados Unidos están caracterizados por secuencias de turbiditas marinas de aguas profundas a moderadamente profundas, derivados de las rocas continentales del Complejo Bedford Canyon y son agrupadas como Formación Bedford Canyon, Formación French Valley y Esquisto Julián (Wetmore *et al.*, 2003 y Sedlock, 2003). Colectivamente estas formaciones se ubican en el Triásico Tardío y hasta el Jurásico (Todd *et al.*, 1991; Shaw *et al.*, 2003 y Wetmore *et al.*, 2001 y 2003).

En Baja California la estratigrafía prebatolítica al norte de la falla Agua Blanca (zona centro y oeste de las Sierras Peninsulares) varía desde Triásico Tardío hasta el Cretácico Temprano. En base a su litología general, historia de la deformación y ambiente de depósito, las rocas que afloran pueden ser subdivididas en un grupo pre-Cretácico y otro Cretácico. El grupo más antiguo está ampliamente representado por secuencias de turbiditas, posteriormente deformadas dentro del prisma acrecional adyacente al margen continental de Norteamérica. Las rocas del Triásico y Jurásico son correlacionables con las formaciones Bedford Canyon, French Valley, Esquisto Julian y Vallecitos del SW de Estados Unidos (Wetmore *et al.*, 2001 y 2003). Las secuencias del Cretácico Temprano son generalmente productos volcánicos de un arco desarrollado al oeste sobre un prisma acrecional.

La región sur de la falla Agua Blanca ha sido menos estudiada que el oeste y centro de las Sierras Peninsulares. Sin embargo, registra una historia desde el Triásico Tardío hasta el Cretácico Temprano, que es marcadamente diferente de la historia del norte de la falla Agua Blanca. La diferencia más sobresaliente es la ausencia del prisma acrecional tanto del Triásico Tardío como del Cretácico Temprano (Complejo Bedford Canyon). En el sur de la falla, las zonas oeste y centro son yuxtapuestas a través de una zona de cizalla milonítica bien definida con inclinación al oriente (cabalgamiento de San Pedro Mártir, Wetmore *et al.*, 2001 y 2003).

En la zona centro de la Sierra San Pedro Mártir, Wetmore *et al.* (2003) han reportado efectos termales de numerosos cuerpos plutónicos, que han metamorfoseado las de rocas caja actualmente preservadas como pantallas. El metamorfismo alcanzó la facies de anfibolita, por lo que la edad y el ambiente de depósito de los protolitos no pueden ser establecidos inequívocamente. Sin embargo, los afloramientos más occidentales tanto en el norte como en el sur de la Sierra San Pedro Mártir están

compuestos por calcosilicatos, rocas metavolcánicas y pelitas cuarzo-feldespáticas. Los plutones intrusieron entre ca. 134 y ca. 97 Ma con dos pulsos mayores entre 134 y 128 Ma y otro asociado con la actividad magmática tipo “La Pasta” del Cretácico Tardío entre 100 y 94 Ma. Lo anterior implica que la edad estratigráfica de las rocas de caja puede ser mayor que 134 Ma.

Wetmore *et al.* (2003) sugieren que las rocas expuestas en la parte más occidental de la Sierra San Pedro Mártir fueron depositadas probablemente durante el Jurásico Medio a Tardío cuando un arco magmático pudo ser activo en las partes nororiente de la zona central y posteriormente en el continente en territorio de México.

En Baja California existen otras dos regiones con rocas prebatolíticas al sur de la falla Agua Blanca que son las formaciones El Mármol y La Sierra de Calamauje, también reportadas por Wetmore *et al.* (2003).

El Mármol está localizado a 80 km al suroriente de la Sierra San Pedro Mártir y expone depósitos de cuenca y talud compuestos por argilita finamente bandeada, arenisca y pedernal con cuarzo-arenita calcárea y conglomerados con clastos de cuarcita y pedernal. Los depósitos son interpretados como sedimentos de flujo por gravedad con intervalos de sedimentación pelágica. La edad es del Paleozoico al Triásico Temprano y sobreyacen a las rocas antiguas del cratón de Norteamérica, que son expuestas en esta parte de la zona centro. Las rocas del Paleozoico al Triásico Temprano están cubiertos discordantemente por la formación Olvidada del Cretácico Temprano (Wetmore *et al.*, 2003).

La deformación de los estratos del Paleozoico y hasta el Cretácico Temprano en el área de El Mármol tiene en general una inclinación al oriente en toda la sección, así como dos generaciones de pliegues.

La Sierra de Calamauje está localizada a 80 km al sureste del área de El Mármol. Su litología está dominada por rocas metavolcánicas y volcanoclásticos con cantidades subordinadas de carbonatos, filitas, pedernal y caliza conglomerática. Las rocas varían del Mississippense hasta el Cretácico Temprano. Sin embargo, actualmente se considera que las rocas volcánicas son del Cretácico Temprano con algunos zircones precámbricos heredados (Wetmore *et al.*, 2003).

Las rocas están falladas y cabalgadas con inclinación hacia el noreste pero con una vergencia al suroeste. La deformación alcanza su máxima intensidad en el cañón de Calamauje.

Las características descritas anteriormente para las rocas prebatolíticas de la región de Sierras Peninsulares (falla Agua Blanca y San Pedro Mártir), en primera aproximación son semejantes a las que presentan las rocas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. Sin embargo, existe una diferencia significativa en la edad de los protolitos que hace difícil su relación.

La discrepancia en la edad de las secuencias (Paleozoica), litología (calizas y rocas metavolcánicas) y estratigrafía (sobreyacen a rocas del cratón de Norteamérica) de las rocas del área de El Mármol y Sierra de Calamauje en comparación con la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz, hace más difícil su comparación y relación. Más trabajos para resolver esta posible relación deben ser realizados.

En Sonora se han documentado cuencas alargadas tipo rift orientadas E-W, asociadas a una tectónica transtensional y/o fallamiento extensional desarrollados en el Triásico Tardío (Stewart y Roldán-Quintana, 1991; Keppie *et al.*, 2006). Las cuencas contienen sedimentos deltáicos del Grupo Barranca. Las características de las rocas prebatolíticas de Sonora no facilitan la relación con las rocas prebatolíticas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz por sus discrepancias en edad, litología y estratigrafía.

Las características litológicas, estratigráficas, metamórficas y edades reconocidas en la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz y en particular las del área de estudio tienen cierta semejanza con las de Sinaloa.

En Sinaloa hay abundantes rocas fechadas paleontológicamente como Paleozoicas (Carbonífero en la región del Fuerte y Silúrico-Ordovícico en San José de Gracia; Keppie *et al.*, 2006). Sin embargo las rocas metamórficas de Sinaloa reportadas por Mullan (1975, 1978), Henry (1975), Henry y Fredrikson (1987) y Henry *et al.* (2003) son secuencias formadas por esquisto, gneis anfibolítico, calcosilicatos y ortogneis formados durante el Triásico-Jurásico. Estas secuencias indican ambientes de mar somero a profundo con la presencia de turbiditas. Sobre estas secuencias se depositaron rocas calcáreas de edad cretácica y todo el paquete fue depositado posiblemente sobre una corteza continental antigua, representada por un ortogneis. Las secuencias del Triásico-Jurásico sufrieron tanto metamorfismo regional como de contacto y alcanzaron facies desde esquisto verde a anfibolita. El metamorfismo de contacto de las intrusiones produjo andalucita y cordierita, sugiriendo temperaturas entre 500 y 650°C y presiones entre 1 y 6 kbar (Henry y Fredrikson, 1987).

La secuencia sedimentaria en Sinaloa incluye rocas carbonatadas y los *sills* o mantos emplazados en la secuencia, la cual fue plegada y deformada posteriormente durante el metamorfismo regional. Sus características estructurales indican que todas las rocas fueron deformadas y metamorizadas simultáneamente, antes del evento magmático regional que generó metamorfismo de contacto en las rocas previamente plegadas (Mullan, 1978; Henry, 1975; Henry y Fredrikson, 1987 y Henry *et al.*, 2003).

En Jalisco la secuencia vulcanosedimentaria en donde se emplazaron las rocas batolíticas es considerada como de una posible edad Triásico Tardío a Jurásico Temprano (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Centeno-García *et al.*, 2005).

De los terrenos que conforman el SW de México, el Terreno Xolapa es la unidad que más semejanza guarda con la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. El Terreno Xolapa es un cinturón metamórfico-plutónico emplazado a lo largo de la costa del Pacífico en México. Ortega-Gutiérrez (1981b) describe al Complejo Xolapa como un cinturón metamórfico formado principalmente por migmatitas, gneises y esquistos; además reporta la presencia de enjambres de diques máficos y de pegmatitas que exhiben un carácter sinplutónico con relación a los granitos y gneises que los encajonan. El mismo autor reporta para la región de Tierra Colorada-Ayutla-San Marcos ortogneises graníticos y migmatitas así como algunos intervalos de metapelitas que muestran una paragénesis de sillimanita+cordierita+rutilo+botita. Para la región de Pinotepa Nacional-Puerto Ángel, el mismo autor reporta una dominante presencia de migmatitas y gneises que incluyen algunos intervalos de paragneis con mármoles.

Las características descritas para el complejo Xolapa son similares a las que se presentan en la Provincia Geológica del Complejo Plutónico de La Paz, en cuanto a litología, historia metamórfica y plutónica, pero queda la duda en cuanto a la edad y la paleoposición relativa entre ambas regiones. Por ejemplo la relación del complejo Xolapa con la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz implicaría que el Complejo Xolapa inicialmente se ubicaba paralelo a Sinaloa y Jalisco, al igual que la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. Posteriormente Xolapa y La Paz fueron desplazadas en sentido opuesto por fallas a rumbo relacionadas con la evolución de las placas Farallon y Kula. Otra alternativa es que la paleoposición de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz se ubicaba en el suroeste de México durante su formación y que posteriormente fue trasladado hacia la posición de Jalisco y Sinaloa. Más estudios son requeridos para poner a prueba esta hipótesis.

5.2.- DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE LAS ROCAS PLUTÓNICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO, PROVINCIA GEOLÓGICA COMPLEJO PLUTÓNICO DE LA PAZ Y SU RELACIÓN CON EL NOROESTE (NW) DE MÉXICO

5.2.1 – Discusión e Interpretación de la Litología y Petrografía

Las características petrográficas (textura y mineralogía) y composición modal de las rocas del área de estudio se interpretan como testigos de procesos de diferenciación magmática, a través de cristalización fraccionada y de asimilación-cristalización fraccionada. Esto está en concordancia con las relaciones de campo y las edades relativas, así como con el grado de evolución y la presencia de diferentes fases de la evolución magmática y características geoquímicas (discutidas más adelante).

La variación en composición modal y las relaciones de campo de las rocas plutónicas del área de estudio indican una variación progresiva de estas, desde las rocas máficas más antiguas representadas por cuarzodiorita y microdiorita hasta las más félsicas y jóvenes representadas por

granito (intrusivo Buenos Aires y Virgencita). Esto se interpreta como un proceso de evolución magmática, pero con un dominio de las fases intermedias y félsicas. La mineralogía y textura de estas rocas plutónicas del área de estudio manifiestan diferentes historias de cristalización magmática.

El bajo contenido de cuarzo, que caracteriza a las rocas del área de estudio, es concordante con el alto contenido de plagioclasa para formar tonalitas y granodioritas. Su composición implica que estas rocas derivan de magmas ricos en calcio y aluminio, provenientes del manto y con la participación de cierta contaminación que se ve reflejada en el carácter químico y mineralógico.

Las características de la plagioclasa, tales como: zonamiento normal y oscilatorio; maclado (simple y combinado del tipo albita, albita-periclasa), composición (oligoclasa a andesina), así como su ocurrencia tanto en fenocristales como microcristales en las rocas estudiadas, reflejan procesos de cristalización con rompimiento del equilibrio continuamente. Este es un rasgo característico de las rocas intermedias a félsicas de afinidad calcoalcalina. Además, la presencia de mirmequita (intercrecimientos de plagioclasa–cuarzo) es común en la mayoría de las rocas, pero particularmente en las rocas más félsicas.

El feldespato potásico de las rocas del área de estudio generalmente es microclina, su cantidad refleja una variación de manera regular con la composición global o total, su presencia es intersticial en las rocas más máficas mientras que en rocas félsicas forma grandes albercas (manchas). El orden de aparición del feldespato potásico fue principalmente controlado por la concentración de componentes volátiles en el fundido, en donde la cristalización de la microclina fue favorecida por la temperatura de los magmas y el contenido en volátiles de los mismos.

En el área de estudio las rocas con microclina son de composición granítica (intrusivos Buenos Aires y Virgencita) y son las más jóvenes, lo que implica rocas más evolucionadas.

Los intercrecimientos gráficos, los cuales se forman en casi todos los magmas ricos en volátiles, son característicos de las rocas más diferenciadas. Estos intercrecimientos fueron formados por una cristalización rápida del cuarzo y feldespato potásico, como una consecuencia de un súbita reducción en la presión de vapor debido a la pérdida de volátiles del sistema (Mason, 1985). Por lo tanto, la presencia de tales intercrecimientos en los intrusivos Virgencita y Buenos Aires, implica procesos avanzados de diferenciación magmática, formados en condiciones cercanas al subsolidus y corresponden a fases tardías del magmatismo de la región. Lo anterior está de acuerdo con las relaciones de campo y en particular con la edad relativa.

Las texturas de desmezcla, tales como: los intercrecimientos mirmequíticos y felsosídicos, principalmente observadas en las rocas de los intrusivos Virgencita, Buenos Aires y diques pegmatíticos, implican la participación de fases acuosas magmáticas que fueron las primeras catalizadores en la formación de pertitas de grano grueso.

Los minerales máficos característicos más comunes en las rocas plutónicas calcoalcalinas del área de estudio son hornblenda y biotita. La presencia de hornblenda en la mayoría de las rocas, pero principalmente en los intrusivos La Palma, Matancita y Virgencita, sugiere que los magmas originales

tenían un contenido de agua relativamente alto y que la hornblenda cristalizó de magmas que varían en composición desde máfica a félsica. También, muestra el incremento de la estabilidad del anfíbol a profundidad en la corteza. La presencia de biotita en las rocas máficas indica la existencia de una fase tardía de las rocas más máficas; pero relativamente temprana en las rocas intrusivas félsicas.

Las texturas de reacción presentes en plagioclasa y hornblenda del intrusivo Los Llanitos, indican procesos de cristalización. Estas rocas, sin embargo, son las más antiguas.

Los intrusivos La Palma, Matancitas y Virgencita (que son de composición granodiorítica, tonalítica y granítica, respectivamente), representan los eventos magmáticos mayores y se interpretan como producto de un proceso de diferenciación magmática.

Las rocas de los intrusivos Buenos Aires y El Álamo (de composición granítica) son las rocas más diferenciadas, pero su volumen y distribución están subordinados a los intrusivos La Palma, Matancitas y Virgencita.

En algunas de las rocas graníticas del área de estudio fue posible observar presencia de granate cuya composición va de almandino a espesartina. La presencia de almandino en rocas ígneas no es extraña y se presenta en tres paragénesis: primero como minerales de las rocas de la etapa tardía de magmas graníticos (aplitas y pegmatitas), en donde la composición generalmente es almandino-espesartina; segundo como xenocristales, debido a la contaminación por material pelítico rico en Al y tercero como las primeras fases de equilibrio en algunos granitos alcalinos y riolitas (Deer *et al.*, 1997). Lo anterior sugiere que los granates de la pegmatita (ABA-37 A) corresponden a la primera y segunda paragénesis mencionada. En el primer caso son granates euedrales, dodecaedricos, de grano fino a medio, mientras que en el segundo caso los granates son subedrales, están zonados con intercrecimientos, textura poikiliticas y su tamaño es mayor de 0,5 cm.

En rocas ígneas la espesartina se encuentra, principalmente, en pegmatitas graníticas y en apilitas. La espesartina tiene un amplio rango de composición, desde aproximadamente 97% de molécula de espesartina hacia abajo; el principal sustituto es la almandina, pero la espesartina con un componente apreciable de grosularia también se presenta. Es evidente que a presión moderada, la miscibilidad es virtualmente completa entre estos dos miembros extremos.

La información petrográfica de las rocas plutónicas estudiadas implica una asociación de rocas calcoalcalinas, relacionadas a un sistema de subducción maduro, como son los arcos magmáticos en márgenes continentales activos.

5.2.2.- Fases Magmáticas y Relaciones de Campo

Las relaciones de campo (contactos y endocontactos) entre las diferentes unidades sintectónicas a postectónicas reconocidas, permitió establecer una edad relativa entre los eventos magmáticos y tectónicos de las mismas. Las fases magmáticas son mostradas en la figura 5.2, en

donde en el eje vertical se grafican las fases magmáticas reconocidas en el campo contra el tiempo (eje horizontal), conforme a las edades recopiladas y obtenidas; los óvalos indican la intensidad relativa (eje vertical del ovalo) y la duración (eje horizontal del ovalo) entre los eventos.

El ortogneis Boca de La Sierra representa la fase M-1 más antigua. Los intrusivos La Palma y Los Llanitos constituyen las fases M-2 y M-3, respectivamente. La fase M-4 define al magmatismo relacionado con el intrusivo Matancitas, mientras que la fase M-5 corresponde al intrusivo Virgencita. Estas fases formaron del núcleo del Bloque Los Cabos y representan los eventos magmáticos más intensos y volumétricamente más grandes de la región. La fase M-6 corresponde a los diques El Álamo, representada por pequeños cuerpos en forma de apófisis, que cortan a las unidades anteriormente mencionadas de manera discordante y con contactos rectos. En ocasiones, estas rocas presentan una foliación magmática, que implica un estado avanzado de la cristalización al momento de su emplazamiento. El granito y la pegmatita Buenos Aires reflejan las fases M-7 y M-8, respectivamente. La fase M-9 está representada por los diques Mata Gorda y la fase M-10 por los diques Agua Caliente y Boca de La Sierra, que son fases magmáticas de menor volumen, pero ampliamente distribuidas en el área de estudio. Los tres últimos sistemas de diques corresponden a un evento magmático posterior al intrusivo Virgencita (58 Ma), lo que los ubica el Terciario.

Los contactos entre las rocas del ensamble plutónico con las rocas del complejo metamórfico del área de estudio están evidenciados por la presencia de una zona con una anchura que varía de 200 a 500 m. Esto se interpretó como una zona de fusión y contaminación. En esta zona los metasedimentos fueron prácticamente consumidos y actualmente quedan remanentes como colgados o enclaves de calcosilicatos, skarn o gneis anfibolítico con desarrollo de metamorfismo retrógrado en algunos de los xenolitos contenidos en la roca plutónica. También fue posible observar brechas y el desarrollo de migmatitas.

En el contacto ígneo-metamórfico, el desarrollo de una buena foliación magmática concordante con la foliación de la roca de caja, tanto localmente como regionalmente, se interpretó como un proceso simultáneo de tectónica y emplazamiento magmático. En la misma manera implica un control estructural de la roca de caja sobre las intrusiones posttectónicas a sintectónicas y que actualmente, todo en conjunto define la trama estructural del área de estudio.

Los endocontactos entre las unidades plutónicas indican que fueron intrusivos y que las condiciones de intrusión entre ellos varían de líquidas a parcialmente cristalizadas, emplazadas en tiempos simultáneos o relativamente diferentes. Esto explica la presencia de los procesos de *mingling* y estructuras, tales como: brechas magmáticas, bandeamiento magmático, zonificación y foliación magmática. En el caso de los diques félsicos pegmatíticos (ABA-37-A) y del intrusivo Buenos Aires (ABA-3 y ABA-18) la presencia simultánea de textura aplítica y pegmatítica puede ser el resultado de una concentración de líquidos en las fases tardías del magmatismo enriquecidas en agua y otros volátiles, que permitieron la inmiscibilidad y generación de las texturas referidas de acuerdo a lo propuesto por Pitcher (1993).

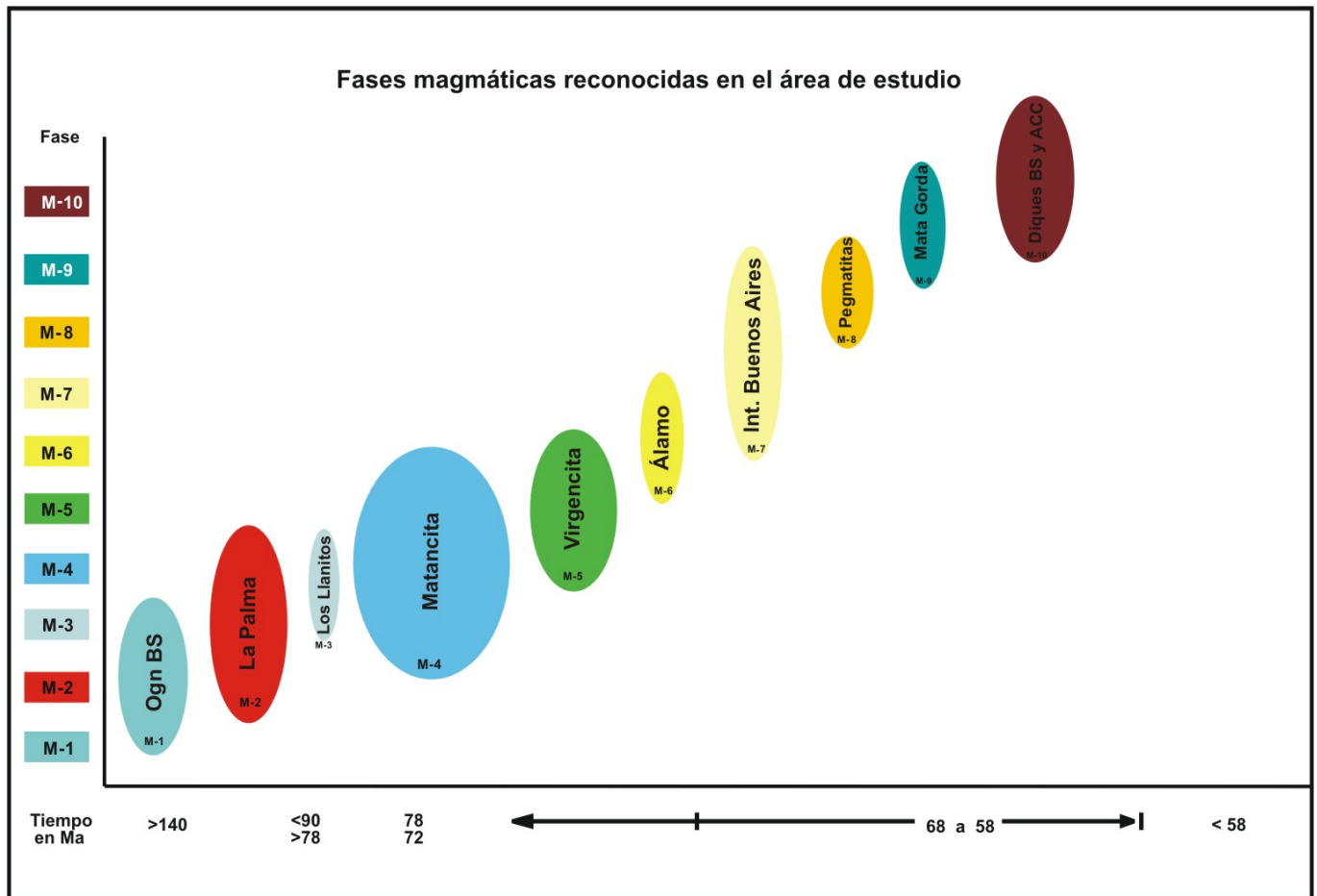


Figura 5.2.- Fases magmáticas (M-1 - M-10) vs tiempo (millones de años) reconocidas en el área de estudio (explicación en texto).

Las brechas magmáticas han sido reconocidas en otras partes, como en los batolitos de Sierras Peninsulares (Todd *et al.*, 2003). Son interpretadas, en la mayoría de los casos, como zonas de mezcla y asociadas a procesos de *mingling*. Pero en otras regiones batolíticas, la presencia de dichas estructuras es interpretada como zonas de migmatitas de origen ígneo con varias fases de formación (Kart y Brew, 1982).

Las mezclas de magmas félsicos y máficos han sido consideradas para explicar el origen y la variedad de una amplia gama de rocas plutónicas (Reid *et al.*, 1983; Cantagrel *et al.*, 1984; Bacon, 1986; Castro *et al.*, 1990 y 1991; De la Rosa y Castro, 1990 y 1991 y Pitcher, 1991) y volcánicas de composición intermedia (Gourgaud y Camus, 1984).

Diversos modelos han sido propuestos para explicar las zonas de mezcla entre los cuales están los de a) Hill (1988), que refleja las relaciones entre un dique máfico y colas de inclusiones, b) Barbarin (1988), que considera la interacción entre magma granítico y basáltico en diferentes etapas de cristalización, c) Zorpi *et al.* (1989), cuyo modelo es hipotético e ilustra las fases del desarrollo de plutones graníticos calcoalcalinos con zonamiento normal. En los tres modelos (figura 5.3), la presencia de magmatismo máfico y félsico simultáneo es una condición fundamental y los procesos de formación, así como las implicaciones, son diversos. En el área de estudio, los tres modelos mencionados previamente pueden aplicar; esto habla de la diversidad de procesos magmáticos presentes en la región, por lo que hacer una generalización es difícil. Los procesos de *mingling* y mezcla consisten de magma máfico inyectado en magma félsico, formando diques sinplutónicos y magmas félsicos inyectándose en magma máfico, formando así las brechas magmáticas.

En el caso de los diques sinplutónicos y las brechas, que son las estructuras más comunes en el área de estudio, un modelo como el propuesto por Barbarin (1988) puede explicar la formación de los primeros (figura 5.3C). En el caso de las brechas el modelo más adecuado es el presentado por De la Rosa y Castro (1990 y 1991), que implica la presencia de un magma félsico intrusionado por un magma máfico y debido a las diferencias de temperaturas, se generó una interfase dentro de la cámara magmática granítica (figura 5.4). Las zonas con diferente temperatura y densidad cambiaron la viscosidad de la roca y generaron corrientes convectivas y éstas formaron a su vez celdas de convección embrionarias con tendencia a integrar una sola celda, lo cual ocasionó el desarrollo de flujo turbulento y facilitó la captura de material granítico sobrecalentado cerca del magma máfico (figura 5.4A).

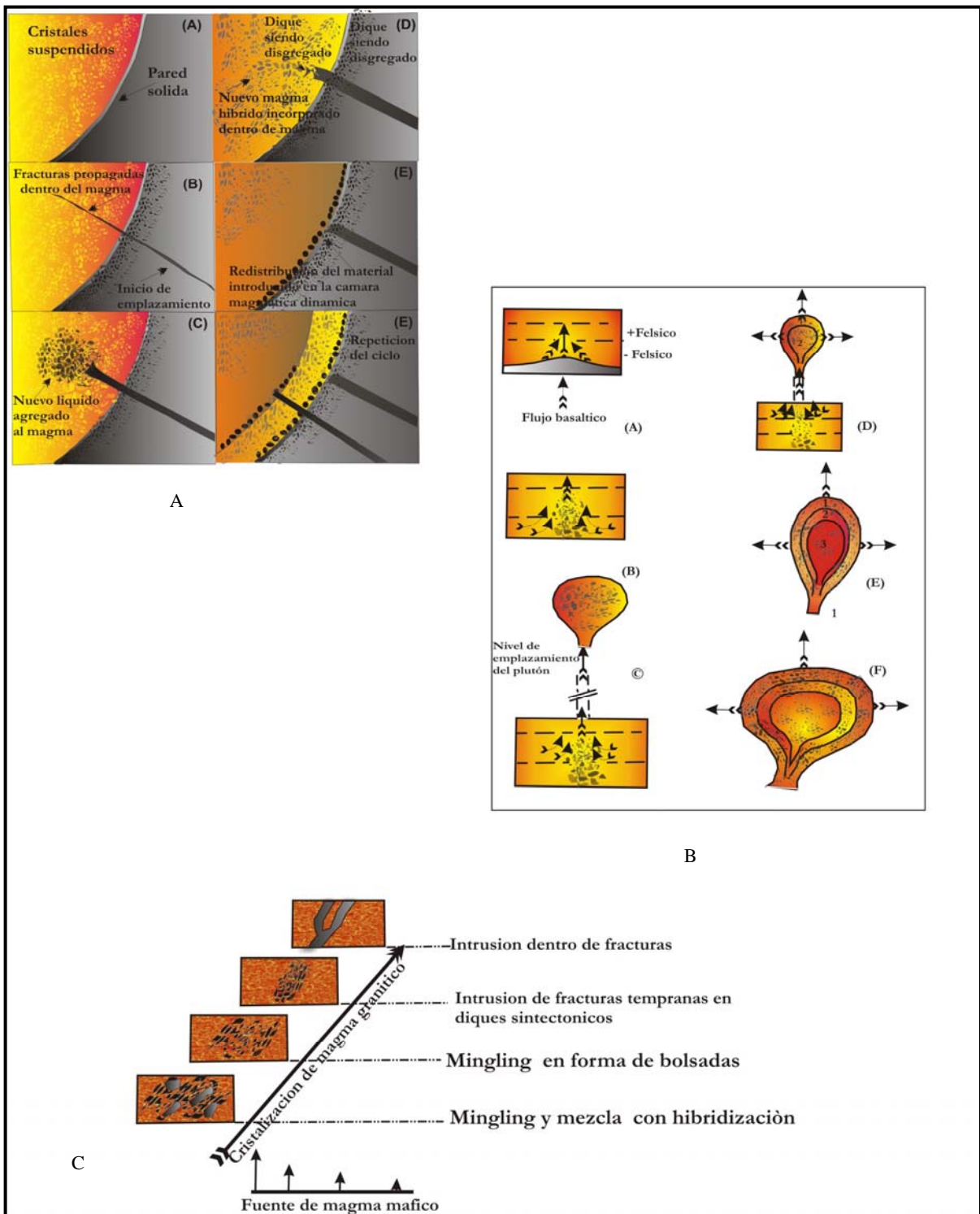


Figura 5.3.- Diferentes modelos para explicar los procesos de *mingling* y mezclas de magmas. A).- Modelo de Hill (1988), B).- Modelo de Zorpi *et al.* (1989), C).- Modelo propuesto por Barbarin (1989) (tomados y modificados de Pitcher 1993), explicación en texto.

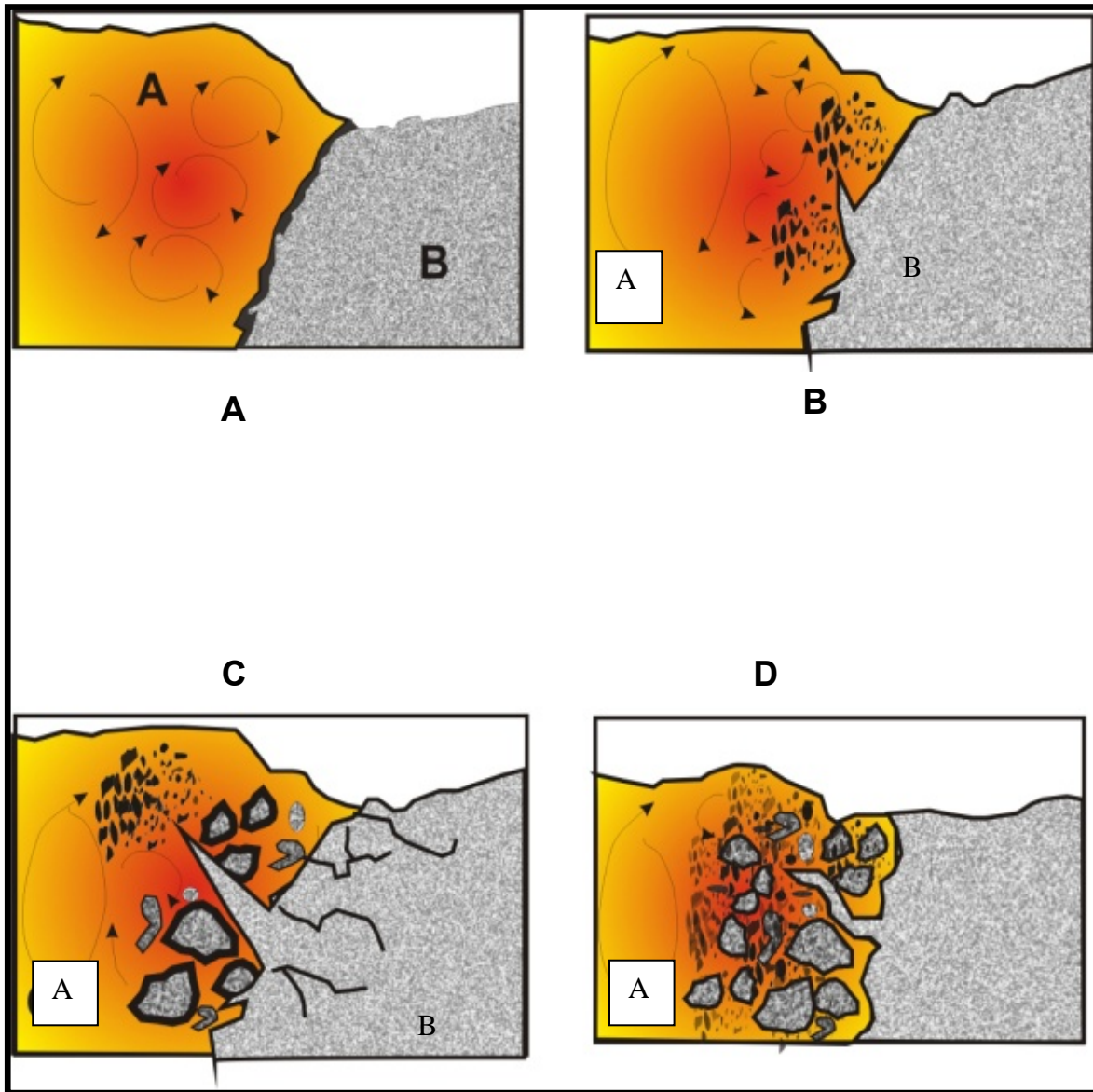


Figura 5.4.- Modelo explicativo de la formación de brechas por procesos de *mingling* para el área de estudio (explicación en texto) (Modificado de De La Rosa y Castro 1990).

La inyección subsecuente de magma máfico, junto con las condiciones dinámicas del flujo turbulento destruyó el borde de los bulbos graníticos incorporándolos al magma en forma de fragmentos (figura 5.4B). En una fase siguiente, el magma máfico continuó inyectándose en el magma granítico formando glóbulos y disgregándose de forma repetitiva, facilitado o provocado por flujo turbulento, lo cual provocó que el magma consolidado fuera disgregado del material original (figura 5.4C).

Los bloques fueron inicialmente angulosos y pasaron a ser subangulosos (budines??) disminuyendo en granulometría (desde metros y llegan a milímetros), para formar una roca híbrida (heterogénea) con desarrollo de flujo magmático (figura 5.4D).

5.2.3- Ambiente de Formación, Ascenso y Emplazamiento de las Rocas Plutónicas en el Área de Estudio y la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz

5.2.3.A.- Modelos de Ambiente de Formación, Ascenso y Emplazamiento

Básicamente existen dos ambientes de subducción en arcos magmáticos actuales: 1) Arcos oceánicos y 2).- Arcos de tipo andino. Los primeros son arcos con un plano de subducción fuertemente inclinado (70 a 80°) y una anchura de arco volcánico reducida (100 – 200 km) (figura 5.5A). Los arcos de tipo andino se desarrollan en márgenes continentales (figura 5.6B) donde el ángulo de subducción está poco inclinado (20 – 30°) y la anchura del arco volcánico es amplia (600 – 800 km) (Cross y Pilger, 1982; Wilson, 1989).

Considerando las características calcálcicas y rasgos isotópicos que actualmente se conocen de las rocas del Bloque Los Cabos y del área de estudio, los dos modelos aplican. El de ambiente oceánico para el caso del cinturón de gabros y el de tipo andino (margen convergente continental), para los granitoides del Bloque Los Cabos (formado por tonalita, granodiorita y granito). Lo anterior implica que los intrusivos del área de estudio y del Bloque Los Cabos se emplazaron en la frontera entre dos ambientes geológicos (oceánico y continental) separados por una zona de sutura preexistente (probablemente el sistema de falla de La Paz) y fueron controlados posiblemente por fallas profundas en zonas de cizalla.

Para entender los procesos y las relaciones que tienen lugar durante el ascenso y el emplazamiento del magma en áreas batolíticas, así como en su contexto tectónico regional (metamorfismo, fusión parcial, migmatitas y deformación), se ha recurrido a diferentes modelos. En estos, se debe reconocer sus factores, agentes y mecanismos (reología, anisotropía litológica, permeabilidad, profundidad cortical y ambiente tectónico).

Una pregunta crucial para entender el proceso de formación de batolitos, es conocer si la anatexis cortical sincrónica a la deformación contraccional en el orógeno convergente juega un papel importante en el debilitamiento de la corteza como para causar rangos de deformación,

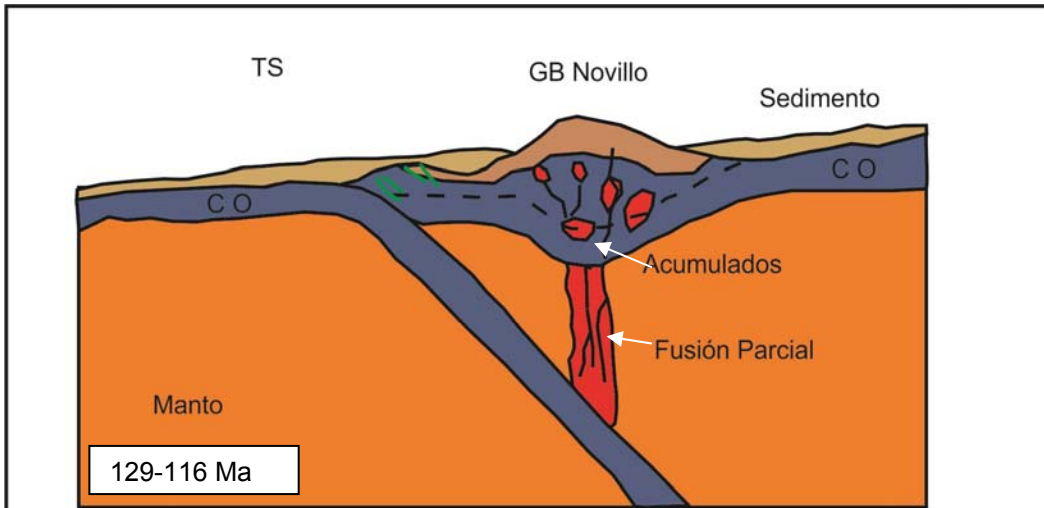


Figura 5.5A.- Modelo esquemático simplificado de un arco magmático oceánico, para explicar la presencia de las rocas gabroicas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. TS = Todos Santos, CO= Corteza Oceánica, GB= gabro Ma= millones de años

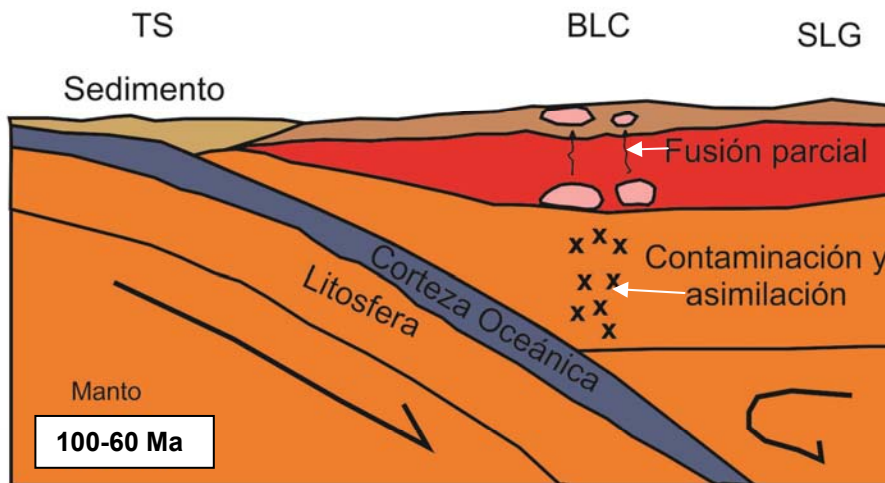


Figura 5.5B.- Modelo esquemático simplificado de un arco magmático continental, para explicar la presencia de las rocas graníticas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. TS = Todos Santos, BLC = Bloque Los Cabos, SLG = Sierra La Gata, Ma= Millones de años (A y B tomados y modificados de Wilson, 1989).

adelgazamiento, exhumación y fusión más rápida mediante relaciones de realimentación según los conceptos de Brown y Solar (1998a; 1998b y 1999) y Solar *et al.* (1998).

Se considera que para lograr lo anterior, los procesos más importantes son el desplazamiento o abombamiento de la corteza hacia la superficie de la Tierra y el descenso del Moho, lo cual genera deformación contraccional (engrosamiento cortical) y extensional (adelgazamiento cortical) respectivamente (Gastil, 1975; Pitcher, 1979; 1982; Castro, 1987; Paterson *et al.*, 1996; Brown y Solar, 1998b, 1999; Solar *et al.*, 1998). De ser cierto lo anterior y generalizando, los intrusivos en estos ambientes deben ser sintectónicos (Paterson *et al.*, 1996; Brown y Solar, 1998a, 1998b y 1999).

Los dos modelos extremos para explicar el ascenso magmático son: a) diapirismo (Castro, 1987; Hutton, 1988; Paterson y Vernon, 1995; Weinberg, 1996; Petford, 1996) y b) diques (e.g. Lister y Kerr, 1991; Petford, 1996) y ambos no parecen ser apropiados para explicar los procesos de ascenso de fundidos graníticos en orógenos convergentes. En cinturones orogénicos el sistema de esfuerzos entra en conflicto con lo esperado para el proceso de ascenso en diques (Brown y Solar, 1998a y 1998b).

La mayoría de las fronteras de placas convergentes (59%) tienen un vector de velocidad relativa orientado de manera oblicua ($>22^\circ$) a la trinchera o frontera de placas. Lo anterior puede ser favorable para que el acomodo del movimiento oblicuo involucre fallamiento profundo con desplazamiento lateral adentro del continente (Brown y Solar, 1998b y 1999).

En orógenos convergentes, el sistema de zonas de cizalla es el mecanismo que explica cómo los fundidos son segregados y extraídos de su región de origen y transferidos a niveles corticales donde puedan ser emplazados como plutones (Pitcher, 1979; Petford, 1996; Brown y Solar, 1998a, 1998b, 1999; Solar *et al.*, 1998).

Se considera que las rocas graníticas en ambientes orogénicos convergentes están asociadas a las zonas de cizalla a nivel cortical en donde la tectónica, el metamorfismo, la anatexis, la deformación, la anisotropía de la roca, así como las características termo-mecánicas heredadas, juegan un papel importante (Brown y Solar, 1998a; 1998b; 1999; Solar *et al.*, 1998).

Los ambientes contraccionales que tratan con el mecanismo de ascenso magmático en sistema de zonas de fallas de cizalla a nivel cortical ya han sido documentados (Paterson y Vernon 1995; Paterson *et al.*, 1996; Brown y Solar, 1998a, 1998b y 1999) en el norte del orógeno de los Apalaches (región localizada al oeste de Maine y oriente de New Hampshire).

El conjunto de los rasgos geológicos del área de estudio y de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (capítulos 2 y 3) refleja una relación entre metamorfismo-migmatitas-magmatismo-deformación y define un arreglo que favorece mecanismos de ascenso de magmas graníticos en ambientes de márgenes convergentes.

Las características de las rocas plutónicas del área de estudio corresponden a un batolito emplazado de manera sintectónica a postectónica, asociado a un sistema de un ambiente orogénico que altero la isoterma regional y facilitó un mecanismo de ascenso debido a un aumento de fundido y realimentación en la fase tardía del orógeno.

Los pulsos periódicos permitieron la homogenización magmática durante un periodo de varios millones de años y representan una fase tardía del desarrollo del orógeno. Tales procesos están posiblemente asociados al emplazamiento y ascenso de magmas típicos de márgenes convergentes activos con evidencias de fusión y contaminación a escala regional, así como al mecanismo de excavación magmática y relaciones de realimentación que han sido borrados por la evolución y los niveles expuestos actualmente.

Los intrusivos del área de estudio se emplazaron cercanos a la frontera entre dos ambientes geológicos (continental y oceánico). El orógeno se desarrolló posiblemente en el borde de ambos ambientes y fue controlado por zonas de sutura preexistentes, tales como fallas profundas en zonas de cizalla. El área de estudio representa los endocontactos y expone una parte del batolito y los procesos magmáticos y tectónicos relacionados. Lo anterior está soportado por la trama estructural regional, la relación entre foliación, tectónica y magmatismo, la presencia de estructuras de brechas magmáticas y procesos de *mingling*, junto con las características geoquímicas y la asociación entre deformación-migmatitas-magmatismo-metamorfismo.

5.2.4 .- Relación de las Rocas Plutónicas del Área de Estudio con la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz y el Noroeste (NW) de México.

5.2.4.A.- Área de Estudio y Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz

A un nivel regional, la Tabla 5.2 muestra una comparación relativa de las rocas plutónicas de las diferentes regiones de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de la Paz. Las rocas plutónicas del área de estudio, como parte del Bloque Los Cabos, comparten semejanzas litológicas, así como con las del Bloque La Trinidad y de la región centro-sur de la Sierra La Gata, pero presentan diferencias respecto a la región de Todos Santos, La Paz y el norte de la Sierra La Gata. En estas últimas tres regiones afloran rocas plutónicas pretectónicas de composición tonalítica (tonalita y gneis tonalítico Buena Mujer) y rocas graníticas (granito Las Cruces, granito El Puerto). En el Borde Oriental del Bloque Los Cabos, los gabros son escasos, mientras que en la región de Todos Santos y La Paz son abundantes y definen un cinturón de gabros (El Novillo, Veladero, Valle Perdido).

Los diques porfídicos Mata Gorda afloran principalmente en el Bloque Los Cabos, Bloque La Trinidad, región de la Sierra La Gata (en la parte sur-centro) y en el área de estudio, cortando a granodioritas, tonalitas y granitos. Los diques pegmatíticos son abundantes en todas las regiones y cortan a los diques Mata Gorda. Los diques diabásicos son abundantes en el Bloque Los Cabos y en el área de estudio, pero son menos abundantes en la región de la Sierra La Gata, Sierra Las Cruces y

Tabla 5.2.- Comparación relativa de las rocas plutónicas de las diferentes regiones de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. Claves: XXXX muy abundantes; XXX: abundantes; XX presentes; X: escasos; ausentes.

Regiones Litología	Todos Santos	La Paz	Bloque Los Cabos	Sierra La Gata	Bloque La Trinidad	Área de estudio
Gabros y dioritas	xxxx	xxx	x	x		x
Tonalita	xxxx	xx	xxxx	x	xx	xxxx
Granodiorita	xx	xx	xxx		xxx	xxxx
Granito	x	xx	x	xx	xxx	xx
Diques Pegmatitas	xx	xxx	xxxx	xxx	xx	xxxx
Diques porfídicos tonalíticos	x	x	xxx	xx	xxx	xxx
Diques diabásicos	x	xx	xxxx	xx	x	xxxx
Diques riolíticos				xxx		
Intrusivos pretectónicos	xxx	xx	x	xxx		x
Intrusivos sin a postectónicos	xx	xx	xxxx	xx	xxxx	xxxx

son escasos en el Bloque La Trinidad. En esta última región, los diques afaníticos, silicificados o porfídicos con matriz afanítica pero de composición semejante a los derrames lávicos de composición félsica son abundantes. Los afloramientos de diques silicificados de composición granítica solamente se observaron en la región de la Sierra La Gata.

En general, las unidades magmáticas postectónicas de las diferentes regiones de la provincia, presentan relaciones de campo y edades relativas semejantes: Las rocas plutónicas están emplazadas en rocas metamórficas de las tres regiones (Todos Santos, Sierra La Gata y área de estudio) y presentan concordancia en la orientación de la foliación magmática y tectónica a nivel regional, que es paralela a los contactos y está orientada en general NNE o NNW.

En el Bloque La Trinidad no se han reportado rocas metamórficas y tampoco rocas plutónicas preectónicas. Las rocas hipabisales y volcánicas posiblemente están relacionadas con el vulcanismo terciario y son semejantes a las que afloran en la región de La Paz (Tabla 5.2).

En la figura 5.6 se presenta un resumen de las principales fases magmáticas reconocidas en la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. En la figura referida, se grafican las fases (eje vertical) contra el tiempo en millones de años (eje horizontal) y el ovalo refleja la duración e intensidad relativa entre ellos. M 1-a- M12 son las fases reconocidas.

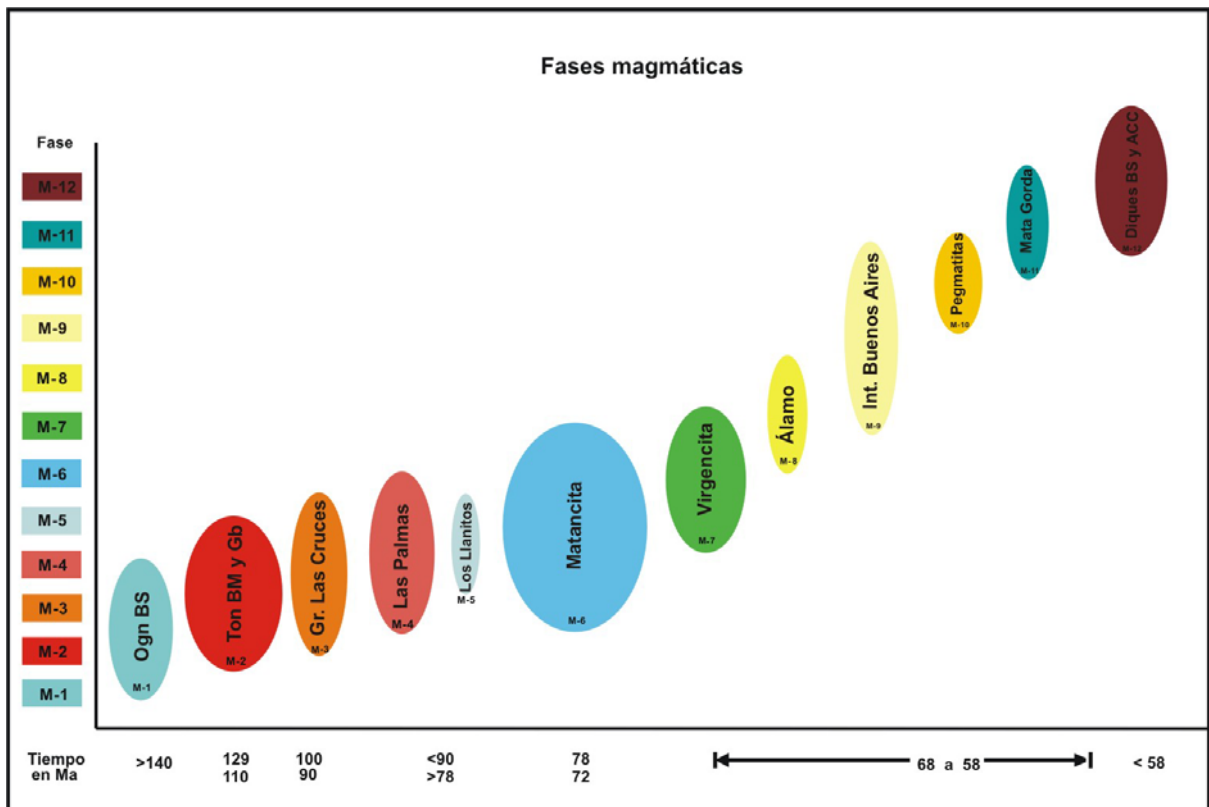


Figura 5.6.- Fases magmáticas (M-1 - M-12) vs tiempo (millones de años) reconocidas en este trabajo para toda la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (explicación en texto).

5.2.4.B.- Bosquejo de un modelo evolutivo del área de estudio y de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz.

La figura 5.7 representa un resumen de los eventos geológicos (sedimentarios, metamórficos, magmáticos, tectónicos) reconocidos para la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz, incluyendo el área de estudio. En la figura referida, se grafican los eventos (eje vertical) contra el tiempo (eje horizontal) y el ovalo refleja la duración e intensidad relativa entre ellos. El evento E-1 y el tiempo T-1 representan el evento de acumulación de las secuencias sedimentarias (protolitos de las rocas metamórficas del área de estudio) y corresponden a un periodo anterior a 140 Ma. E-2 y T-2 representan el magmatismo registrado entre los 145 y 129 Ma en la provincia, presente en la Isla Cerralvo, (granito tipo-S), posiblemente en la Sierra de La Gata así como en el área de estudio (ortogneis Boca de La Sierra). Las claves E-3 y T-3 representan un periodo de metamorfismo regional asociado con el magmatismo de 140 a 129 Ma. E-4 y T-4 representan el magmatismo desarrollado entre los 129 a los 116 Ma, que corresponde a las rocas de la tonalita Buena Mujer y al cinturón de gabros (p. ej. Complejo de El Novillo). Las claves E-5 y T-5 representan al magmatismo que generó al granito Las Cruces (94 Ma). E-6 y T-6 corresponden a un periodo de metamorfismo y deformación. E-7 y T-7 así como E-8 y T-8, representan el magmatismo y metamorfismo de contacto y regional asociado con las rocas plutónicas del Bloque Los Cabos y del área de estudio (78-58 Ma). E-9 y T-9 reflejan el fallamiento y levantamiento o la denudación de la provincia posterior a los 58 Ma, asociados al sistema de Cuencas y Sierras y Provincia Extensional del Golfo.

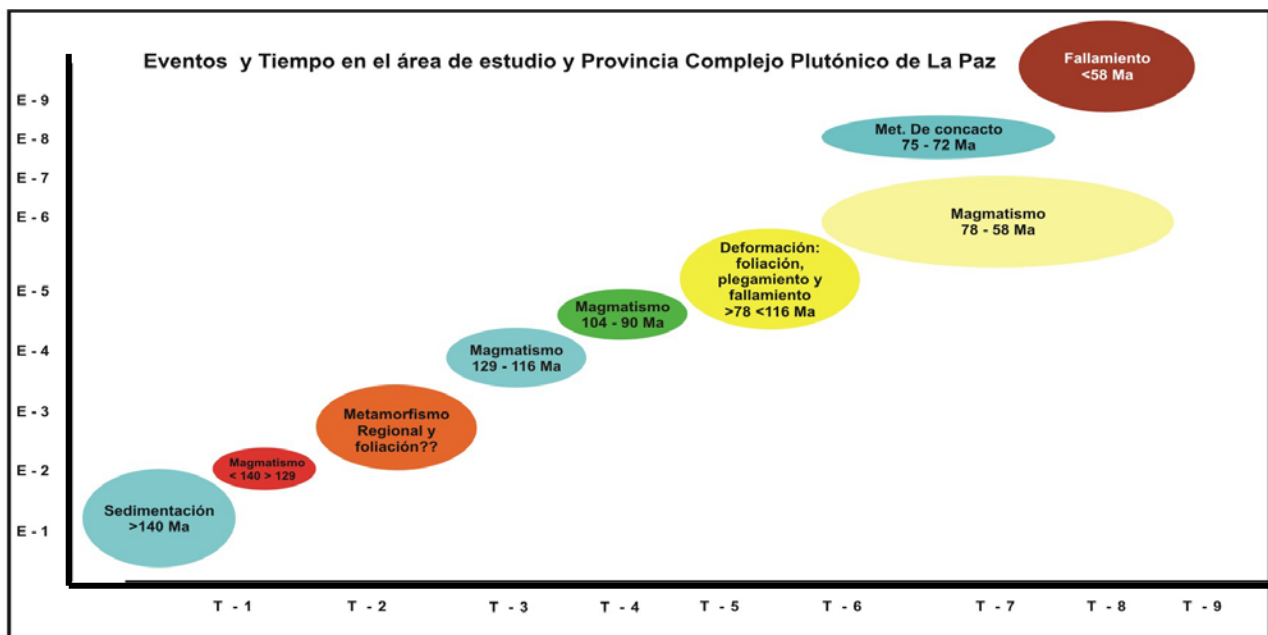


Figura 5.7.- Eventos geológicos (E-1 - E-9) vs tiempo (T-1 - T-9) registrados en el área de estudio y en toda la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (explicación en texto).

La figura 5.8 representa esquemáticamente un esbozo de la evolución del área de estudio y de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. La figura 5.8A, muestra las condiciones de acumulación y distribución de los protolitos de las rocas metamórficas hasta antes de 145 Ma. Las condiciones corresponden a la acumulación de material en el límite de dos dominios, uno oceánico y otro continental. Las unidades más antiguas reconocidas en el área de estudio y en la provincia son las rocas metasedimentarias de los complejos metamórficos de Todos Santos, Sierra La Gata y área de estudio (figura 5.8A) del Jurásico Medio y Superior (170 y 145 Ma). En la Isla Cerralvo los afloramientos de rocas metamórficas (esquistos verdes) son considerados del Triásico (Grove *et al.*, 2003), pero bien pueden ser parcialmente rocas jurásicas. Esto implica que la evolución geológica del área y de la provincia inicio después de la del occidente de E.U.A y Sonora.

En el contexto regional, al oriente de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz, en la Sierra La Gata y en la isla Cerralvo las edades para un granito tipo-S de 161 ± 2 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) y de 155 ± 10 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) son del Jurásico Medio.

Las características tectónicas y magmáticas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz para el Cretácico y principios de Cenozoico están dadas primero por la dinámica relacionada con el desarrollo del cinturón de gabros (entre 129 a 116 Ma), localizado al occidente de la falla de La Paz. El origen de los gabros se relaciona a un ambiente oceánico sin contaminación cortical (figura 5.8C). Un segundo evento magmático representado por el intrusivo Las Cruces es interpretado como un evento desarrollado entre los 100 y 90 Ma, similar al de “tipo la Posta” (Walawender *et al.*, 1990; Kimbrough *et al.*, 2002). En la isla Cerralvo, tres intrusivos que varían de ligeramente a marcadamente deformados, fueron fechados por Grove (en zircones comunicación personal), uno con edades de 100 ± 1 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) y de 101 ± 7 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$), otro con 94 ± 1 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) y el intrusivo más joven da una edad de 93 ± 1 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). Las dos últimas edades son concordantes con las edades obtenidas por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda y biotita con 94 ± 1 Ma y 93 ± 1 Ma respectivamente. Las edades obtenidas ubican a los intrusivos referidos en el Cretácico Tardío y pueden ser relacionados con el granito las Cruces.

Un evento magmático posterior (78 a 58 Ma), a nivel regional de composición intermedia a félsica, está registrado en el área de estudio (Bloque Los Cabos) y la Sierra La Gata con intrusivos sin evidencias de deformación tectónica o metamorfismo posterior, pero sí con una foliación magmática sintectónica. El magmatismo está asociado a la subducción en un ambiente de margen continental generador del Bloque Los Cabos (Sistema Montañoso Central) (figura 5.8D). Dicho magmatismo causó metamorfismo de contacto y el desarrollo de migmatitas a escala local pero su desarrollo fue generalizado. El evento mencionado se relaciona con el magmatismo Larámide registrado en Sonora, y reportado por Roldán-Quintana (2002), Ramos-Velázquez *et al.* (2008) y en Sinaloa (Henry *et al.*, 2003).

A un nivel regional el área de estudio como parte de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz reflejan parte de la dinámica desarrollada desde el Cenozoico entre la tectónica y

el magmatismo, cuando inicio el cambio en la cinemática entre las placas tectónicas Norteamericana, Farallón (Cocos, Rivera) y Pacífica lo cual provocó un cambio del comportamiento de la litósfera en el borde occidental de México (Henry y Aranda-Gómez, 1992 y 2000; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992; Roldán-Quintana, 2002; Fletcher *et al.*, 2007).

Posterior a los 58 Ma una dinámica asociada primero a una tectónica extensional del sistema Cuencas y Sierras y después por una de tipo extensional-transforme (Provincia Extensional del Golfo; discutido más adelante), modeló la estructura actual de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz y del área de estudio (figura 5.8E) así como del occidente de México.

Los datos geocronológicos del área de estudio y de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz, indican un magmatismo continuo desde 129 a 58 Ma migrando de oeste a este.

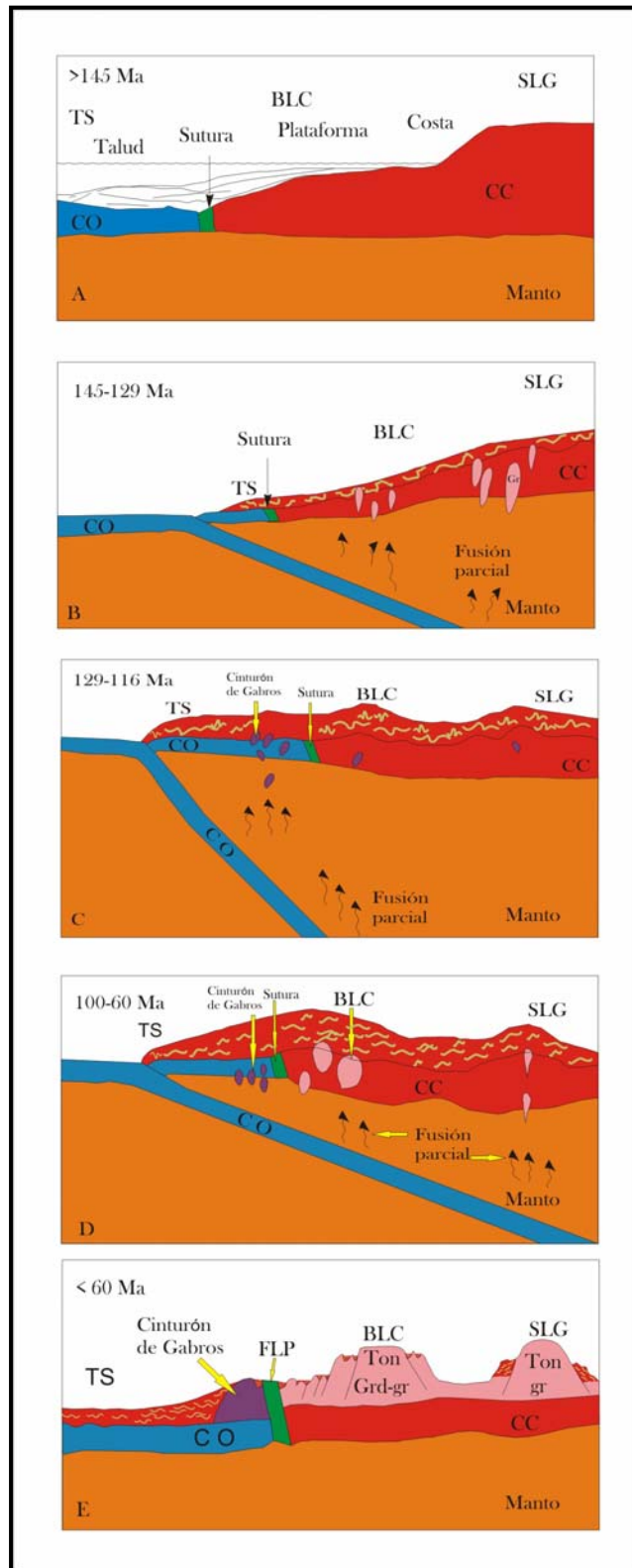


Figura 5.8.- Modelo diagramático idealizado de la evolución de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz que incluye el área de estudio. CC= Corteza continental, CO= Corteza Oceánica, TS= Todos Santos, BLC= Bloque Los Cabos, SLG= Sierra La Gata. FLP= Falla La Paz, Ton= tonalita, gr= granito, Grd-gr= granodiorita-granito.

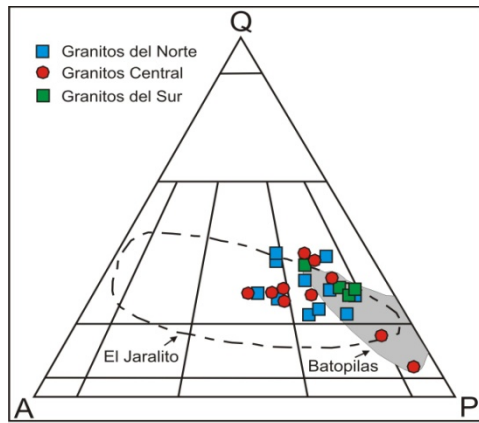
5.2.5.- Relación de las Rocas Plutónicas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz con el Noroeste (NW) de México.

5.2.5.A.- Litología y Petrografía.- Los porcentajes modales de las rocas plutónicas de varias regiones del NW de México graficados en diagramas de Streckeisen son mostrados en la figura 5.9, donde se aprecia lo siguiente: Las rocas graníticas del norte, centro y sur de Sonora estudiados por Valencia-Moreno *et al.* (2001) se encuentran principalmente en los campos de las granodioritas y los granitos (figura 5.9A). Las rocas del batolito de la costa de Sonora cubren desde los campos de cuarzdiorita y tonalita hasta los de granitos ricos en feldespatos potásicos (figura 5.9B) mientras que las rocas del batolito Larámide de Sonora reportado por Roldán-Quintana (2002) y las rocas del batolito El Jaralito, se ubican en los campos de granodiorita y granitos (figura 5.9C). Las rocas del batolito de Sinaloa, reportados por Henry *et al.* (2003) están concentradas principalmente en los campos de la granodiorita pero con algunas rocas en los campos de la cuarzdiorita, tonalita y granitos (figura 5.9D). Las rocas plutónicas del batolito de Puerto Vallarta reportadas por Schaaf (1990) cubren desde el campo de la tonalita hasta el del granito (figura 5.9E). En comparación las rocas del área de estudio se encuentran en los campos de cuarzdiorita, granodiorita y granito (figura 5.9F).

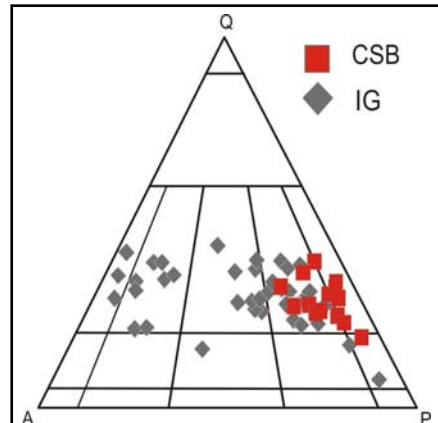
En las graficas de la figura 5.9 hay diferencias en los campos de litología entre ellas, sin embargo, existe semejanza litológica principalmente en el campo de las granodioritas. Las diferencias y semejanzas están relacionadas al grado de evolución tanto de los procesos de cristalización, contaminación y asimilación de cada región.

5.2.5.B.- Relación con el modelo evolutivo del NW de México.- La evolución tectónica y magmática de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz y del NW de México está relacionada al Sistema Montañoso Cordillerano. En su inicio, desde el Paleozoico hasta el Triásico, el margen fue pasivo, tipo Atlántico. Ese margen pasivo cambio a uno activo (tipo Oceánico y Andino) durante el Jurásico, Cretácico y Cenozoico lo que se refleja en los batolitos del sistema cordillerano, la orogenia Larámide, la provincia ignimbrítica Sierra Madre Occidental, y la faja volcánica Sierra La Giganta. Para el Cenozoico Medio o Tardío, la dinámica registrada es extensional, representada por la Provincia de Cuencas y Sierras y en la actualidad se comporta como un margen extensional-transforme, conocido como Provincia Extensional del Golfo de California) (figura 5.10).

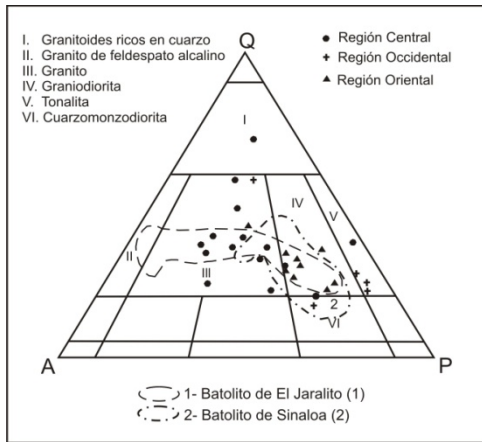
Magmatismo en el Jurásico.- En la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz, pero principalmente en la isla Cerralvo y la Sierra La Gata, aflora un ortogneis granítico del Jurásico (160 a 155 Ma). Lo anterior concuerda con lo registrado en el sistema cordillerano y del occidente de México durante el Jurásico, en donde el ambiente tectónico y las características magmáticas estaban asociados al desarrollo de arcos magmáticos. Estos evolucionaron como margen continental y oceánico, asociados con cuencas sedimentarias, lo cual es típico para el modelo Andino (Gastil, 1975, 1983, 1993; Ortega-Rivera 1997 y 2003; Roldán-Quintana, 2002).



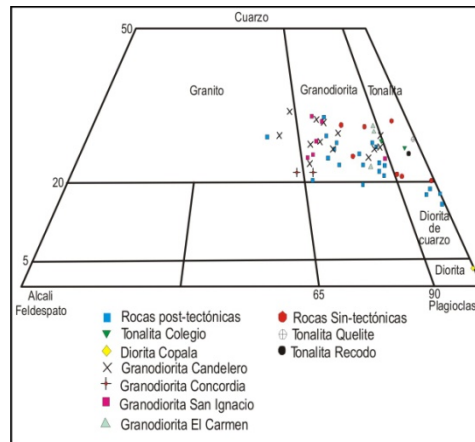
A



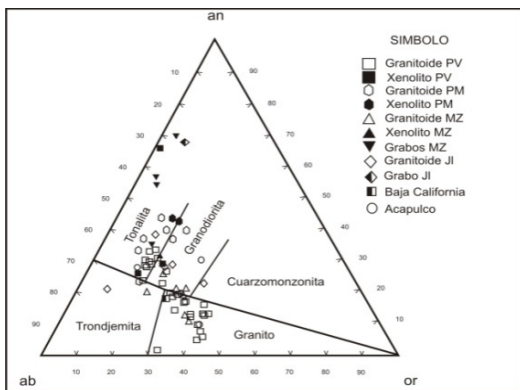
B



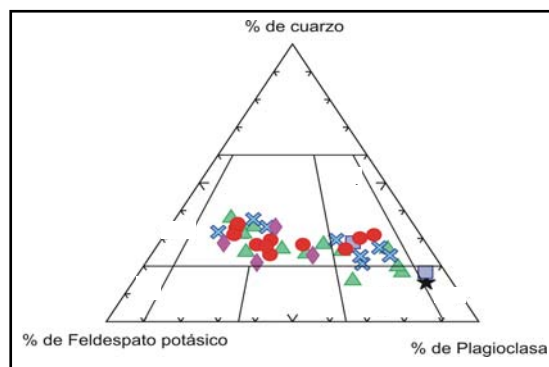
C



D



E



F

Figura 5.9.- Comparación de la composición modal de las rocas plutónicas del área de estudio con las diferentes regiones del NW de México y SW de Estados Unidos. A.- Graitos del norte, centro y sur de Sonora reportados por Valencia-Moreno *et al.* (2001). B.- Granitos de la costa de Sonora (CSG) y granitos del interior (IG) de Sonora reportados por Valencia Moreno *et al.* (2003). C.- Granitos del arco Larámide de Sonora reportados por Roldan-Quintana (2002) incluyendo el intrusivo El Jaralito. D.- Granitos de batolito de Sinaloa reportados por Henry *et al.* (2003). E.- Rocas plutónicas de batolito de Vallarta, reportados por Schaaf (1990). F.- Granitos de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (Este trabajo). Explicación en texto.

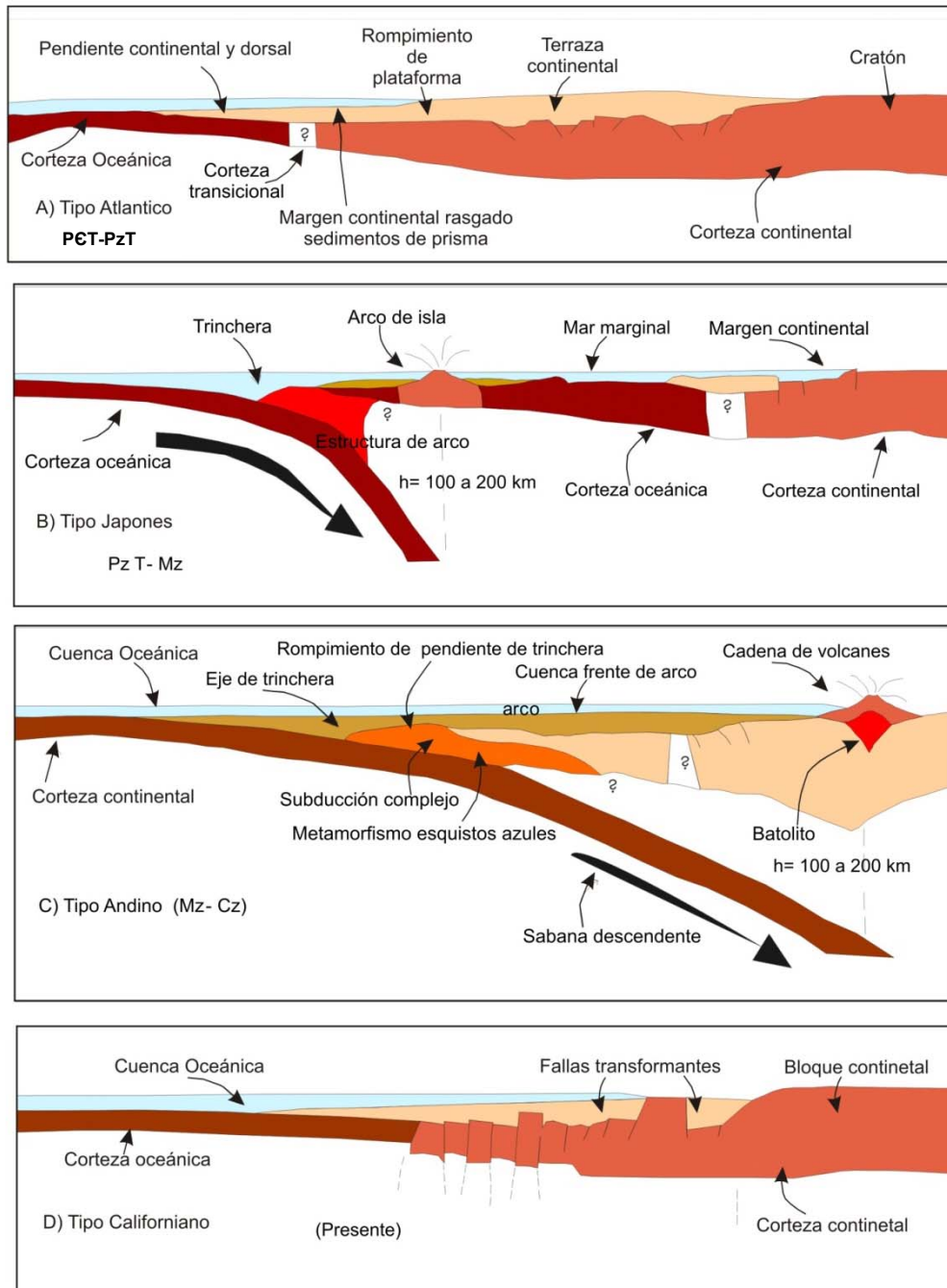


Figura 5.10.- Modelo evolutivo de la margen occidental de Norteamérica, aplica para la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (tomado y modificado de Ortega-Rivera (1997). PÉTard-PzTemp: Precámbrico Tardío-Paleozoico Temprano; PzT-Mz: Paleozoico Temprano-Mesozoico; Mz-Cz: Mesozoico-Cenozoico.

En las Sierras Peninsulares se han reportado rocas plutónicas (granitos tipo-S) de edad jurásica (Shaw *et al.*, 2003). En Sonora está reconocido un arco magmático importante construido a finales del Jurásico Inferior y Jurásico Medio (180 -170 Ma) que presenta una orientación NE-SW con 120 km de anchura al norte de Caborca y alcanza los 180 km al sur de Nogales (Roldán-Quintana, 2002). En la región NE de Sinaloa, Mullan (1975, 1978), Henry (1975), Henry y Fredrikson (1987) y Henry *et al.* (2003) reconocen la presencia de un arco magmático con una edad de 190 a 160 Ma (Jurásico). El magmatismo reportado de Sinaloa puede ser parte del arco magmático de Sonora y Baja California. Ellos reportan también un metamorfismo sobrepuesto a rocas plutónicas de posible edad jurásica que permite reconocer un magmatismo anterior a la actividad magmática cretácica extendiéndose a lo largo del occidente de México.

En Michoacán, las rocas del complejo Arteaga fueron intrusionadas por granitos (fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dan edades de 158 Ma) que son similares a las edades obtenidas de rocas félsicas en la región de Cuale (Jalisco) (Centeno-García *et al.*, 2005, Bissig *et al.*, 2008) y a granitos de la isla Cerralvo en Baja California Sur (Grove *et al.*, 2003), lo cual sugiere una posible correlación entre estas regiones (Centeno-García *et al.*, 2005). En el oeste de México, esto amplía y confirma la extensión de los arcos magmáticos del Jurásico.

En el SW de México, durante el Mesozoico, las características petrológicas y geoquímicas de las rocas del Complejo Xolapa sugieren que un arco magmático evolucionó en un ambiente de margen continental e inmediatamente próximo a él.

El Terreno Guerrero, desde el punto de vista tectónico y magmático, es importante en la evolución del occidente de México durante el Mesozoico. Sin embargo, existen diferentes interpretaciones respecto a la actividad magmática del Mesozoico, en la porción centro-occidental de México y sus relaciones tectónicas con el límite o los límites convergentes en esta margen continental activa (Lapierre *et al.*, 1992; Centeno-García *et al.*, 2005).

Magmatismo en el Cretácico y el Cenozoico.- En el occidente de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (región de Todos Santos-La Paz), el cinturón de gabros y la tonalita Buena Mujer son similares en edad a las rocas del borde occidental de Sierras Peninsulares (Peninsular Range Batholith), emplazados durante el Cretácico entre 140 y 102 Ma (Gastil 1975, 1983, 1993; Silver y Chappell, 1988; Johnson *et al.*, 1999; Todd *et al.*, 2003). Las rocas del Sistema Montañoso Central (Bloque Los Cabos, área de estudio y Bloque La Trinidad) son semejantes a las rocas del cinturón oriental de Sierras Peninsulares dominados por la asociación plutónica tonalita-trondhjemitita-grandiorita, incluyendo abundantes tonalitas de biotita y hornblenda del “tipo La Posta” (Gastil 1975; Gastil *et al.*, 1991a; Todd *et al.*, 1988 y 2003; Walawender *et al.*, 1990).

En los batolitos de Sierras Peninsulares, Symons *et al.* (2003) reconocieron la presencia de una pantalla de rocas metamórficas pertenecientes al esquisto Julián en las rocas de la suite “La

Posta". Esto es interpretado como una discontinuidad importante. Adicionalmente ellos consideraron que dicha discontinuidad bien pudo haber acomodado más de 8 km de levantamiento diferencial, mediante la presencia de una o varias fallas contenidas en la pantalla de esquito Julián. La estructura mencionada en primera aproximación es semejante a la estructura de la falla de La Paz.

En Sinaloa, Henry (1975), Henry y Fredrikson (1987) y Henry *et al.* (2003) consideran que el batolito de Sinaloa fue formado en tres fases: Una está dominada por gabros estratificados que afloran al oeste hacia la costa, que tienen edades de K-Ar en hornblenda de 139 Ma a 134 Ma. Sin embargo no es claro si estos datos registran o corresponden al emplazamiento (enfriamiento), al metamorfismo (recalentamiento) o han sido afectados por exceso de argón. Otra fase comprende al emplazamiento de rocas intrusivas sintectónicas, principalmente tonalitas, que afloran al oriente, con una marcada foliación. La intrusión de tonalitas inicio con 101 Ma y duró hasta 90 Ma; posiblemente mientras que la región estaba sujeta a deformación.

Muchas de las tonalitas muestran una textura de cristalización dinámica, lo cual indica que ellas fueron emplazadas antes o durante la mayor deformación. La tercera fase magmática corresponde a las rocas posttectónicas que fueron emplazadas entre 90 y 45 Ma posiblemente después que la deformación terminó. Son predominantemente granodioritas y menos máficas que las rocas sintectónicas. Las intrusiones posttectónicas comenzaron su emplazamiento hace 82 y 89 Ma en el sureste y noreste de Sinaloa, respectivamente (Henry *et al.*, 2003). Las características descritas para Sinaloa son semejantes a las de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz y el batolitos de Sierras Peninsulares.

Las características geológicas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz desarrolladas entre los 78 y 58 Ma (Cretácico- Cenozoico) (batolitos laramídicos) están asociadas a un arco tipo Andino desarrollado en el límite de corteza oceánica y continental. Esto es similar a las regiones Sierras Peninsulares, Baja California, Sonora y Sinaloa, pero con algunas discrepancias en cuanto a protolitos, edad y migración.

El modelo más apropiado para explicar la evolución tectónica y magmática de la región de Sonora en el Cretácico Medio a Tardío y Terciario Temprano corresponde a un arco Andino con un ángulo de subducción moderado y una anchura de arco mayor a los 500 km. El arco evolucionó en dos etapas, la primera entre los 90 y 70 Ma con la formación de tonalitas, y la segunda entre los 63 y 45 Ma, generando intrusivos más evolucionados y con mayor contaminación de corteza continental (Valencia-Moreno *et al.*, 2001; Roldán-Quintana, 2002; Valencia-Moreno *et al.*, 2003). Los granitos del batolito de la costa de Sonora reportados por Ramos-Velázquez (2008) son del Cretácico Tardío (90.1 ± 1.1 y 69.4 ± 1.2 Ma).

En Sonora, los cambios o saltos del magmatismo están entre 83 a 65 Ma y son interpretados por Roldán-Quintana (2002) como un reacomodo de la placa Farallón que cambia de dirección N-S a NE, lo cual fue propuesto originalmente por Engebretson *et al.* (1985) y Atwater (1989).

Los granitos de Puerto Vallarta estudiados por Schaaf (1990) y Schaaf *et al.* (1995) varían de 84 a 76 Ma (biotita, por los métodos Rb-Sr y K-Ar) y de 86 a 82 Ma (hornblenda, por K-Ar) y son ligeramente más joven que algunos intrusivos del Bloque Los Cabos (Schaaf *et al.*, 2000). Schaaf *et al.* (1995) consideran que la erosión de las partes de antearco asociado con procesos de subducción es un factor importante en el desplazamiento de bloques corticales, que ahora forman partes de la región meridional de la Península de Baja California.

La margen SW de México está caracterizada por un cinturón de rocas plutónicas calcoalcalinas cuya edad varía entre el Cretácico y el Terciario. Desde Acapulco a Tehuantepec, los intrusivos son tanto pre-metamórficos y pos-metamórficos indicando una actividad magmática desde el Cretácico al Terciario. Los datos geocronológicos sugieren que las rocas graníticas cretácicas pre-metamórficas deformadas fueron emplazadas entre los 144 y 128 Ma (Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996; Morán-Zenteno, 1992; Hermann, 1994).

Las características geológicas (magmáticas) de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz apoyan la relación con el sistema de Sierras Peninsulares del SW de Estados Unidos y de Baja California, estudiadas por Gastil (1975,1983), Johnson *et al.* (1999), Schmidt y Paterson (2002), Ortega- Rivera (2003), como fue propuesta por Schaaf *et al.* (2000), con Sinaloa (Henry *et al.*, 2003), con Sonora (Roldán-Quintana, 2002; Valencia-Moreno *et al.*, 2001 y 2003; Ramos-Velázquez, 2008) y Jalisco (Schaaf, 1990; Schaaf *et al.*, 1995).

La semejanza también apoya la idea de una continuidad tanto en ambientes de depósito como actividad magmática entre las regiones de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz y Sinaloa hasta antes de la apertura del Golfo de California. Lo anterior, también sugiere que la región meridional pudo estar ubicada cerca de Sinaloa y Jalisco durante el periodo referido y que verdaderamente existió una continuidad del magmatismo desde suroeste de Estados Unidos, el noroeste y centro de Sonora, Sinaloa y Jalisco durante el Cretácico y Terciario entre 129 Ma y 45 Ma.

5.2.5.C.- Migración

Los eventos magmáticos registrados en la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz, entre 129 Ma a 58 Ma están también presentes en las Sierras Peninsulares, en Sonora, Sinaloa y Jalisco. Los datos geocronológicos generados y recopilados por Ortega-Rivera (1997 y 2003), indican la presencia de un magmatismo continuo con cobertura del batolito Sierras Peninsulares en Baja California migrando hacia el oriente. Los datos de Roldán-Quintana (2002) y Henry *et al.* (2003), en

Sonora y Sinaloa respectivamente también, aportan suficiente información como para probar que la actividad magmática se inició durante el Mesozoico a lo largo de la costa del Pacífico, y se extendió hasta finales del Eoceno en el territorio de México. El magmatismo referido anteriormente indica que una gran línea de zona de subducción, como lo sugirió Schaaf *et al.* (1995), Ortega-Rivera, (1997 y 2003), análoga al ambiente moderno de los Andes en Sudamérica y formaba el amazón básico del occidente y SW de México.

La distribución, composición y edad de las rocas plutónicas del Cretácico al Cenozoico (140 Ma a 58 Ma) de las diferentes regiones descritas y la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz muestran un patrón sistemático en la disminución de las edades en dirección de oeste a este. Esto está a favor de una migración de la actividad magmática en toda la margen occidental de México, pero con diferencias en la tasa de migración. Por ejemplo, la migración del arco magmático desarrollado entre los 78 y 58 Ma fue muy lenta o estática, creando condiciones favorables para el emplazamiento de grandes volúmenes de magmas y formar los batolitos laramídicos en Sonora (batolitos de la costa de Sonora), Sinaloa y Bloque Los Cabos (área de estudio).

En la región SW de México la migración fue paralela a la costa (NW- SE) como lo manifiestan las edades de las rocas a partir de Zihuatanejo al SW de México (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 2000).

Es evidente que desde el Cretácico-Tardío, el noroccidente de México muestra un mismo modelo geodinámico de tipo Andino relacionado con la actividad magmática y tectónica (Roldán-Quintana, 2002; Ortega-Rivera, 1997 y 2003). Sin embargo, el modelo general requiere de consideraciones particulares para cada una de las regiones; que deben implicar el basamento y condiciones tectónicas en su momento para cada región.

Por ejemplo, en Sonora la migración hacia el oriente de la deformación y del magmatismo Larámide estuvo relacionada con una convergencia rápida de las placas, que fue seguida por la terminación gradual de la actividad tectónica relacionada con la subducción para dar inicio, durante el Cenozoico a un régimen tectónico extensional-transforme (Roldán-Quintana, 2002). Esto está en concordancia con lo propuesto por Henry (1989) y Henry y Aranda-Gómez (1992 y 2000).

La figura 5.11 muestra la variación de edades de las rocas plutónicas del NW de México. En la figura 5.11A se aprecia la variación de edades para rocas únicamente de Sinaloa, con migración hacia el este entre los 82 y 45 Ma. En la figura 5.11B se incluyen las rocas volcánicas de la secuencia superior del sureste de Sinaloa y Durango, así como las rocas graníticas del transecto NE de Sinaloa; estas últimas son semejantes a las de sureste de Sinaloa (gráfica 5.11A). Las rocas volcánicas sugieren un retorno del magmatismo hacia el occidente entre los 15 y 12 Ma. La figura 5.11C es una

sobreposición de la grafica 5.11A con la grafica de Damon *et al.* (1981) que incluye datos a lo largo de 1200 km de manera paralela al arco desde la frontera de México con Estados Unidos hasta el Cinturón Volcánico Transmexicano. En la figura se aprecia que el magmatismo migro más rápido en el interior del noreste de México y SW de Estados Unidos que en SE de Sinaloa, Costa de Sonora y Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (estas últimas no graficadas).

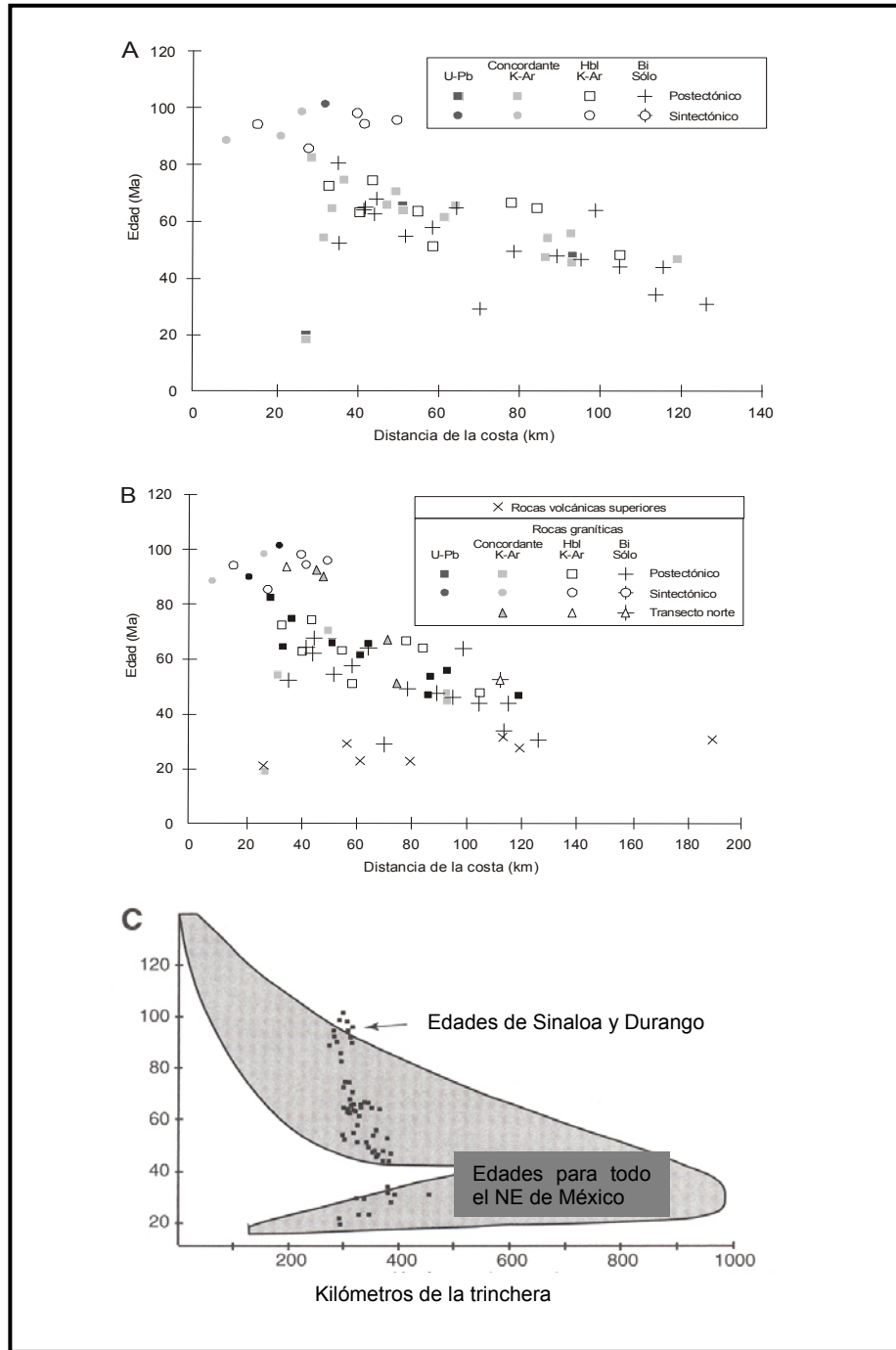


Figura 5.11.- Variación de edades en relación con la distancia a la trinchera de las rocas plutónicas del NW de México y que evidencian una migración de oeste a este A.- Edades obtenidas en rocas graníticas postectónicas y sintectónicas de Sinaloa con diferentes métodos, B.- Incluye edades de rocas volcánicas y graníticas postectónicas y sintectónicas, C.- Edades de las rocas graníticas de Sinaloa y Durango (tomada de Henry *et al.*, 2003). Explicación en texto.

5.3.- INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE LA DEFORMACIÓN EN LAS ROCAS METAMÓRFICAS Y PLUTÓNICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO Y PROVINCIA GEOLÓGICA COMPLEJO PLUTÓNICO DE LA PAZ

5.3.1.- Interpretación y Discusión de la Deformación en las Rocas Metamórficas del Área de Estudio

No obstante que el objetivo de la investigación no fue enfocado hacia el análisis estructural, durante el trabajo de campo fue posible reconocer rasgos estructurales que permiten tener una idea de la historia de la deformación y su relación con la evolución geológica del área.

La deformación es un término utilizado en sentido general para describir los cambios en la forma y orientación así como el desplazamiento de volumen de material entre un estado inicial y uno final. El término de *strain* (hacer fuerza, someter a esfuerzo) tiene un significado más restringido, se refiere únicamente al cambio de forma del objeto. Con el cambio en la forma, líneas de material pueden cambiar en longitud y sufrir rotación con respecto al marco de referencia, a esto se denomina plano de flujo (Hanmer y Passchier, 1991).

En la cizalla pura (coaxial), los esfuerzos convergen a un plano, lo cual implica aplastamiento y alargamiento sin rotación (un cuadrado es transformado en un rectángulo).

En las rocas metamórficas del área de estudio el carácter heterogéneo de la secuencia original implica diferencias en las propiedades reológicas de los materiales, principalmente en su competencia o incompetencia. Esto propició la distribución de la deformación o partición de la misma durante el periodo de desarrollo del orógeno.

La foliación está orientada prácticamente N-S y es similar y constante en todas las unidades (figura 3.41). Los pliegues están también presentes en todas las unidades, pero son más evidentes en la unidad calcosilicatos El Mezquite. Tanto la foliación como los pliegues implican la presencia de esfuerzos compresivos. Los budines, reconocidas en las unidades metamórficas, así como las estructuras de rosario presentes en el gneis anfibolítico La Palma y en los calcosilicatos el Mezquite, implican esfuerzos de compresión y extensión simultáneos. La presencia de bandas de cizalla y migmatitas con estructuras dictoníticas en el ortogneis Boca de La Sierra y metasedimentos del área de estudio se interpreta como una fase significativa asociada a la deformación dúctil en zonas de cizalla. La orientación de los elementos estructurales del ortogneis Boca de La Sierra (foliación, bandas de cizalla y migmatitas dictoníticas) es similar a la de la secuencia metasedimentaria, lo cual implica que el ortogneis fue deformado de manera contemporánea con la secuencia sedimentaria.

En las unidades metamórficas los elementos estructurales y su cronología reconocida indican en términos generales, que los contactos son concordantes y aproximadamente paralelos a la foliación regional. Además, los contactos entre las unidades metamórficas y el ensamble plutónico a

nivel regional son paralelos. También es notable la concordancia tanto de la foliación tectónica como la magmática (ver figuras 3.41, 3.2 y 3.3). En conjunto los elementos mencionados definen la trama estructural con dirección N-S. Este patrón estructural es paralelo a la estructura regional de la falla San José del Cabo, lo cual implica que las características estructurales de las rocas del área de estudio fueron controladas por una anisotropía y un régimen tectónico preexistente que influyó en la orientación de las fallas cenozoicas.

Por ejemplo, la foliación de las rocas metamórficas indica un control fuerte del régimen tectónico, el cual fue principalmente compresivo en dirección de oeste a este. Su duración fue prolongada, pero con cambios locales en su intensidad y en la orientación. Esta relación en deformación-tiempo-orientación ha sido documentada también en la región de Todos Santos por Mattern *et al.* (2010).

Los rasgos estructurales de las rocas del complejo metamórfico pueden ser interpretados en función de dos premisas. La primera implica que los elementos estructurales presentes son productos de diferentes fases de deformación en el tiempo. La segunda premisa implica que los elementos estructurales reflejan un proceso de una deformación continua con diferentes etapas y fases, que fueron sujetas a los mismos procesos dinámicos (deformación progresiva). En este caso, las propiedades reológicas de las unidades involucradas facilitaron o inhibieron el desarrollo de estructuras, tales como foliación (en general en todas las unidades), budines, rosarios y pliegues (unidad El Mezquite), bandas de cizalla y migmatitas (unidad Portezuelo y ortogneis Boca de la Sierra) (ver figuras 3.43 y 3.44).

La morfología de los elementos estructurales mencionados refleja la reología de la roca, su litología, las condiciones de deformación, el protolito y la partición de la deformación en el concepto de Tobisch y Paterson (1988). En el área de estudio la deformación registrada en las rocas metamórficas se interpreta más bien como una deformación progresiva polifásica que una polimetamórfica.

En la primera premisa los rasgos estructurales registrados en las rocas metamórficas del área de estudio (foliación, pliegues, budines, bandas de cizalla) pueden ser interpretados como el reflejo de varias fases de deformación (D): una primera (D_1), que está representada por las fábricas planares (foliación) (figuras 3.4, 3.5 y 3.6). Los pliegues (figura 3.6 C, D y E), las estructuras de rosarios y budines (figuras 3.6A y B) y las fracturas de extensión estas últimas orientadas de manera perpendicular a la foliación, pueden representar las fases D_2 , D_3 y D_4 , mientras que los porfiroclastos girados y la presencia de bandas de cizalla en el ortogneis Boca de La Sierra corresponden a la fase (D_5) (figuras 3.43 y 3.44) y las migmatitas representan la fase (D_6) (figuras 3.39 y 3.44).

Sin embargo, en lo expuesto anteriormente los subíndices 1, 2, 3, 4, 5, 6 de "D" no deben considerarse como indicadores cronológicos de tiempo independiente, pero sí pueden ser una secuencia sucesiva por las siguientes razones:

En la descripción de la historia estructural de muchas áreas, se asume que las grandes masas de rocas en general se deforman homogéneamente y simultáneamente. Sin embargo, la naturaleza de la deformación en tales casos, comúnmente, es más heterogénea y algunas veces diacrónica y si no se tiene el suficiente cuidado esto puede conducir a interpretaciones erróneas con respecto a estructuras relacionadas unas a otras en tiempo y espacio (Tobisch y Paterson, 1988).

En una región deformada con estructuras como: foliación, pliegues, budines crenulación, entre otras, es común que tales estructuras sean interpretadas como indicativas de que el área fue sujeta a tres o cuatro deformaciones regionales, a pesar de que tales estructuras ocurren solamente en dominios aislados y que en otras partes de la región se registra únicamente una deformación. Este es el caso del área de estudio. En tales situaciones no es recomendable hacer conclusiones generalizadas.

Adicionalmente, en áreas con deformación continua, este problema se agudiza más en virtud de que la deformación y el metamorfismo han sido heterogéneos, tanto en tiempo como espacio, como es el caso del área de estudio.

Tobisch y Paterson (1988) consideran que los conceptos de deformación progresiva, los de la partición de la deformación y los conceptos de foliación compuesta son medios para evaluar el significado de los diferentes juegos de estructuras (edades relativas y sus relaciones espaciales) en la evolución de grandes masas de rocas.

El termino deformación progresiva implica: a) una relación estrecha entre los varios juegos de estructuras en términos de la orientación, sentido de movimiento, estilo y condiciones metamórficas prevalecientes; (b) una orientación relativamente constante del campo de esfuerzo regional y (c) los varios juegos de desarrollo de estructuras como una secuencia relativamente continua de eventos. El denominador común es que la de formación progresiva implica una secuencia de eventos estructurales relacionados que conducen a una fábrica final.

En el caso del área de estudio existe una marcada relación entre la orientación y el sentido de movimiento de los elementos estructurales así como con las condiciones metamórficas prevalecientes. Esto se interpreta como que el área estuvo asociada con una dinámica que género un metamorfismo regional y un campo de esfuerzo compresivo regional, pero con cambios significativos que se reflejan en los elementos estructurales (foliación, pliegues, budines) desarrollados de manera relativamente continua durante la deformación en un margen convergente.

En zonas de cizalla dúctil, donde las direcciones de movimiento o transporte pueden cambiar de orientación en intervalos de tiempo relativamente cortos, la deformación progresiva puede ser expresada por el desarrollo de patrones o juegos múltiples de estructuras. Tal es el caso de las unidades Portezuelo y Boca de La Sierra, donde elementos estructurales como foliación, bandas de cizalla y migmatitas dictoníticas son típicos de un ambiente de cizalla regional.

En el área de estudio, la partición de la deformación provocada por la reología de los protolitos sometidos a la deformación, está reflejada en los elementos estructurales presentes en cada unidad y en los dominios desarrollados, además sus características geométricas y cinemáticas siguieron una asociación con un ambiente de convergencia oblicua. El efecto del tipo de roca en el control de la intensidad y tipo de deformación está evidenciado a escala local y regional en el área de estudio. Existen dominios diferentes, los cuales contienen uno o más tipos de rocas que se deformaron bajo un régimen dúctil (ejemplo unidad Portezuelo, migmatitas, ortogneis Boca de La Sierra) y/o condiciones metamórficas de alta temperatura para dominios adyacentes. Estos factores fueron importantes en la deformación, involucrando una mayor partición dentro de esos dominios.

En la figura 5.12 se muestran algunas estructuras desarrolladas en una secuencia sedimentaria, originalmente heterogénea y posteriormente sometida a deformación y metamorfismo (que es el caso del área de estudio). En la figura 5.12A se presenta una capa o venas originalmente paralelas con diferentes propiedades reológicas sometidas a una deformación no coaxial por extensión. Esto puede conducir o llevar a capas paralelas con pliegues de arrastre (*rootless*), budines y algunas capas delgadas pero intactas y aparentemente sin deformar (B y C). Una fábrica como se muestra en la figura 5.12C puede entonces desarrollarse por una sola fase de deformación y no necesariamente ser el resultado de varias fases de deformación o intrusión.

La figura 5.13 presenta el desarrollo y formación de estructuras a partir de un material heterogéneo (5.13A) y sometido a una deformación progresiva, la cual inicia con el desarrollo de una fábrica planar (figura 5.13B) (foliación) en respuesta a esfuerzos compresivos facilitando el desarrollo de pliegues (figura 5.13C), y de manera local con estructuras de budines y rosarios, así como pliegues isoclinales y fracturas de extensión) (figura 5.13D,E), que están bien evidenciadas en las rocas del litodema metasedimentario, principalmente en la unidad calcosilicatos El Mezquite.

El magmatismo acompañó al metamorfismo regional y la formación de migmatitas con estructuras estromatíticas y flebíticas. Su desarrollo fue controlado por la litología y fábrica del protolito existente.

Como respuesta a los esfuerzos prevalecientes, posiblemente ligado con el magmatismo y el emplazamiento sintectónico de las rocas del ensamble plutónico, se provocó el desarrollo de migmatitas con estructuras dictoníticas y oftalmíticas que generaron fábricas con estructuras de bandas de cizalla (figura 5.13F), protomiloníticas y autoclásticas.

Finalmente un cambio en el régimen tectónico de compresivo a extensional genero estructuras como las de la figura 5.13G).

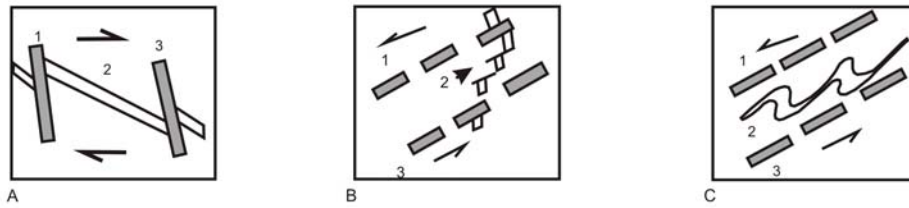


Figura 5.12.- Desarrollo de estructuras por una deformación extensional por flujo no coaxial en función de la reología del material involucrado A.- Relación original, B.- Relación intermedia C.- Relación final. La situación (A) puede conducir a capas con pliegues sin raíz, budines y adelgazamiento por capas intactas y aparentemente sin deformación (B y C), la figura 5.12C puede entonces ser desarrollada en una fase de deformación y no necesariamente ser el resultado de polifases de deformación o intrusión (explicación en texto) (tomado y modificada de Passchier *et al.*, 1990).

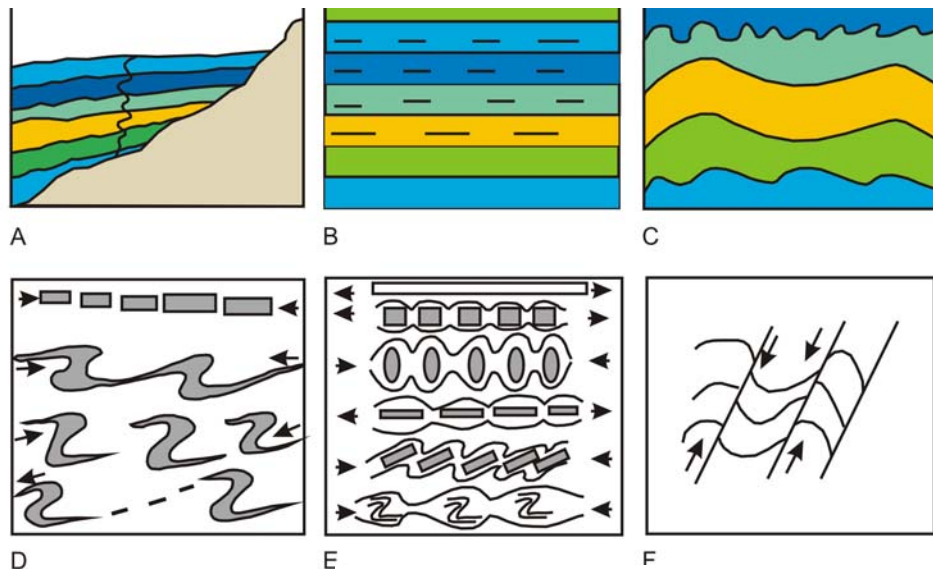


Figura 5.13.- Desarrollo de estructuras reconocidas en las rocas metamórficas del área de estudio: A.- Condiciones iniciales, B.- Desarrollo de foliación, C.- Formación de pliegues, D.- Estructuras de extensión y compresión, E.- Estructuras de extensión y compresión en material de diferente reología (calcosilicatos y gneis anfibolítico), F.- Desarrollo de bandas de cizalla (ortogneis Boca de La Sierra), G.- Deformación extensional (D, E y F modificadas de Passchier *et al.*, 1990).

La relación de los elementos estructurales y los dominios establecidos indican que el área de estudio formó parte de un proceso de deformación progresiva, dentro del intervalo de tiempo de la formación del orógeno. Las estructuras referidas para las rocas metamórficas pueden ser contemporáneas y su desarrollo así como su geometría obedecen principalmente a las características reológicas de los materiales sujetos y condiciones locales de esfuerzos durante la deformación.

Para las rocas del área de estudio la aproximación al modelo de una deformación progresiva parece ser más adecuada.

5.3.2.- Interpretación y Relación de la Deformación de las Rocas Metamórficas del Área de Estudio con la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz

La Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz se caracteriza por la presencia de una deformación dúctil a la que se sobrepone una deformación frágil.

En la figura 5.14 se presentan las fases de la deformación progresiva (eje horizontal) contra las estructuras desarrolladas (eje vertical); los óvalos reflejan el desarrollo (eje horizontal largo del ovalo) e intensidad relativa (ancho del ovalo).

La primera fase (D-1) corresponde a la foliación y refleja los primeros esfuerzos compresivos ocurridos durante el metamorfismo regional. Las estructuras de rosarios, budines y pliegues se desarrollaron simultáneamente y expresan una sola fase de deformación compresiva D-2 (figura 3.44). También reflejan posibles cambios en las condiciones de régimen de esfuerzos a nivel local y la respuesta de la competencia de las diferentes litologías a los esfuerzos compresivos y de extensión locales impuestos por la actividad tectónica y magmática regional y local asociada. La fase D-3 refleja una deformación en un régimen dúctil que desarrolló bandas de cizalla, una fábrica protomilonítica a milonítica y el desarrollo de las estructuras dictioníticas (figura 3.39 y 3.44). La deformación extensional corresponde a la fase D-4, la cual está distribuida en toda la provincia pero con una edad posterior.

A nivel regional la deformación en los metasedimentos y granitoides miloníticos de la región de Todos Santos (occidente de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz) representa a la transición entre arco-frente de arco del sureste de Baja California y corresponde a un tipo de margen activo (Mattern *et al.*, 2010). La región de Todos Santos fue afectada por cizalla dúctil dextral (derecha) en el Cretácico Inferior al Cretácico Superior.

Durante el Cenozoico Temprano? la transición arco-frente de arco fue reactivada como una zona dúctil, con una componente sinistral y posiblemente transpresiva. Estos intervalos de deformación están relacionados con una convergencia oblicua y con desplazamiento a rumbo a lo largo de una trinchera.

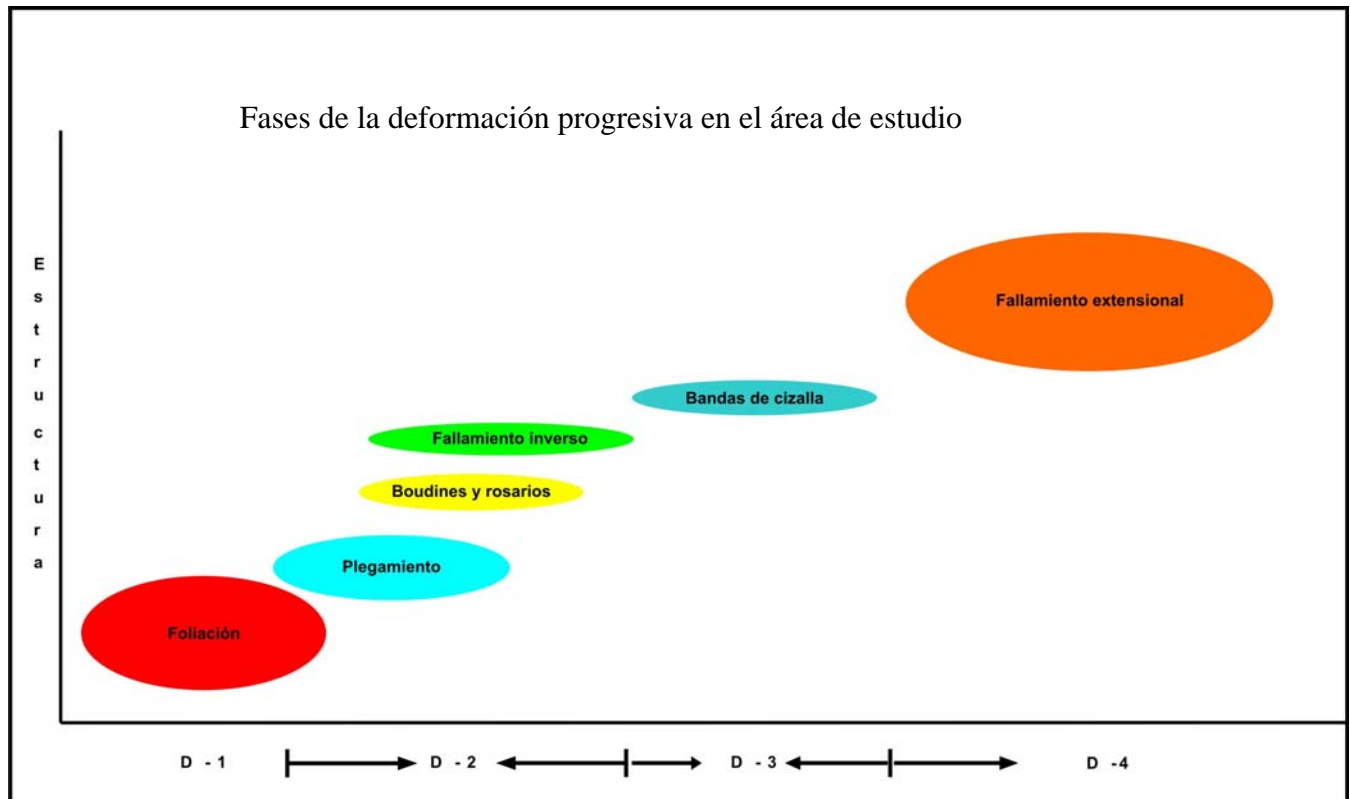


Figura 5.14.- Fases de la deformación progresiva (D-1 - D-4) y estructuras desarrolladas y reconocidas en el área de estudio; explicación en texto.

La cercanía entre las regiones de la Sierra La Gata y el área de estudio con la de Todos Santos, y la relación entre ellas sugieren que la partición de la deformación registrada obedece a la misma dinámica desde el Cretácico. La partición de la deformación en la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz a nivel regional se manifiesta mediante los tres dominios estructurales de Todos Santos, Bloque de Los Cabos y Sierra La Gata.

La región de Todos Santos representa la parte de la transición entre la trinchera y el frente de arco, el área de estudio constituye el arco y la región de la Sierra de La Gata corresponde a una zona tras-arco. Cada uno de estos dominios refleja la reología de la roca deformada y las condiciones de la deformación.

El Bloque Los Cabos y el área de estudio muestran una deformación asociada a la combinación simultánea de la evolución tectónica (asociada a subducción) y la actividad magmática, está última desarrollada desde el Cretácico al Cenozoico (Mattern *et al.*, 2010) y se manifiesta en los rasgos estructurales (ejemplo la foliación magmática y tectónica) de las rocas plutónicas, sintectónicas a postectónicas.

Dada la relación que existe entre la región de Todos Santos y el área de estudio (semejanza litológica, deformación e historia metamórfica) es posible considerar que los rasgos estructurales del área de estudio reflejan parte de la historia documentada en la región de Todos Santos, principalmente hasta antes del magmatismo regional con una edad de 78 Ma a 58 Ma, dado que el emplazamiento de los plutones postectónicos y sintectónicos sobre-impusieron sus rasgos a los previamente generados.

En la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz resalta la estructura conocida como falla de La Paz en donde rocas miloníticas (de composición granítica) están asociadas con la falla y separan rocas metamórficas (gneis anfibolítico, mármoles metapelitas, pizarras) del cinturón de gabros (región occidental) y de las rocas graníticas postectónicas (región oriental).

En ambos lados de la estructura de la falla de La Paz, se encuentran rocas en facies de anfibolita, características de un metamorfismo de baja presión. Las diferencias en presión entre ambos lados de la falla de La Paz son mínimos o menores a 0.1 GPa. Sin embargo, las unidades litológicas son contrastantes en ambos lados de la falla (al occidente de la falla afloran rocas metamórficas (gneis anfibolítico y mármoles)) asociadas a un protolito de ambiente oceánico, mientras que al oriente dominan rocas metamórficas (esquistos y gneis cuarzo-feldespático) de protolitos asociados a un ambiente continental (Schürzinger, 2004). Esto se interpreta como un límite importante entre dos dominios litológicos, uno de afinidad oceánica otro continental.

En la región NW de la Sierra La Gata se observa una zona milonítica separando las rocas metamórficas (esquistos y gneis) de las plutónicas (tonalita Buena Mujer).

En el Bloque La Trinidad la deformación dúctil aun no ha sido reconocida y reportada, sin embargo, la deformación frágil presenta un marcado desarrollo en todo el bloque.

5.3.3.- Interpretación de los Rasgos Estructurales de las Rocas Plutónicas

Las estructuras reconocidas en las rocas plutónicas del área de estudio están relacionadas con la deformación asociada con la actividad magmática y que comprende estructuras primarias (foliación magmática, bandeamiento por flujo, zonificación, brechas magmáticas, contactos), con la deformación dúctil asociada a zonas de cizalla y con la deformación frágil reflejada en las fallas regionales del Neógeno.

La concordancia en la orientación (prácticamente N-S, vertical) entre las brechas magmáticas, el bandeamiento magmático y los contactos de las rocas plutónicas se interpreta como una marcada influencia de las condiciones tectónicas presentes en el área de estudio (orientación de los esfuerzos, la trama estructural preexistente, la reología de la roca de caja, ascenso y emplazamiento del magma).

La deformación magmática está relacionada con los cambios que se dieron en el magma durante su ascenso y el emplazamiento a niveles superiores de la corteza. En este tipo de deformación, dependiendo de las características de cristalización magmática (de incipiente o avanzada), se desarrollan en la roca estructuras planares, tales como: estructuras de flujo (orientación de los cristales por flujo), bandeamiento primario, foliación magmática y brechas magmáticas, pero sin llegar a definir estructuras de deformación penetrativa, como en el caso de la deformación tectónica (cristales deformados).

A diferencia de la foliación tectónica, la foliación magmática tiende a disminuir del contacto hacia el intrusivo, es concordante con la roca de caja y generalmente tiende a ser vertical (Paterson *et al.*, 1989 y 1991). En el área de estudio la foliación magmática se observa principalmente en los contactos entre las fases intrusivas (figura 3.46A) y la foliación tectónica, afectando tanto a las rocas metamórficas como plutónicas. A nivel regional, la foliación magmática es constante en su orientación en las rocas plutónicas, sintectónicas y postectónicas y es concordante con la trama estructural regional.

El bandeamiento típico del intrusivo La Virgencita se interpreta como primario y fue desarrollado por procesos de cristalización o filtrado durante el emplazamiento (figuras 3.19 y 3.20A y B).

Las brechas magmáticas en función de sus relaciones de campo, están asociadas a los diferentes intrusivos y representan diferentes fases magmáticas. Las brechas son interpretadas como el resultado de procesos de *mingling* contemporáneos al emplazamiento del plutón que lo abarca, en donde un magma félsico se inyectó en un magma máfico, generando una mezcla de magmas y el

desarrollo de las brechas magmáticas. La presencia de las brechas y sus relaciones de campo en el área de estudio (presentes en los diferentes intrusivos) implican que ésta se asocia a un fenómeno de magmatismo poligénico, que puede ser extensivo en todo el Bloque Los Cabos.

Los rasgos estructurales de las rocas plutónicas del área de estudio también sugieren una relación entre la actividad magmática y la estructura preexistente.

La deformación dúctil está poco desarrollada en las rocas plutónicas (se observó principalmente en los intrusivos postectónicos Matancitas y Virgencita) y que está presente como bandas de cizalla con centímetros de espesor. Se interpretó como fallas a rumbo (cizalla simple, no coaxial en el contexto de Simpson, 1986) relacionadas con los cambios de la dinámica local y regional.

5.3.4.- Interpretación y Discusión de la Deformación Frágil del Área de Estudio, Provincia Complejo Plutónico de La Paz con el Noroeste de México.

La corteza terrestre puede deformarse de manera frágil representada por fallas generadas de dos maneras fundamentales: por fracturamiento del material que constituye la corteza, o bien por deslizamiento de planos preexistentes.

Las fallas comúnmente forman grupos o familias con diferente orientación y el número de grupos de fallas paralelas pueden ser reconocidos en zonas estructuralmente complejas, lo cual depende en gran medida de las observaciones de campo y de la escala de trabajo (Simpson, 1985; Petit, 1987).

Si la deformación ocurre solo en dos de las direcciones principales del tensor de esfuerzos, se considera que la deformación es bidimensional (biaxial o plana), y es tridimensional (triaxial) cuando existe deformación en tres direcciones principales (Simpson, 1985; Petit, 1987; Nieto-Samaniego, 1994). La deformación bidimensional ha sido comúnmente usada en la geología estructural para explicar la deformación frágil. La deformación plana es un caso particular de la deformación tridimensional (Nieto-Samaniego, 1994).

La deformación bidimensional por ruptura del material predice la formación de dos grupos de fallas, cuya intersección es paralela a la dirección de esfuerzo principal (σ_2). Esta simetría producirá un grupo unimodal en direcciones de estrías de fallamiento mientras que en los modelos tridimensionales se predice la formación de cuatro grupos de fallas con simetría ortorómbica y patrones bimodales de estrías. En algunas áreas se han observado patrones más complejos de fallas y estrías (Nieto-Samaniego, 1994).

Se sabe que el tipo y la geometría de planos de debilidad pre-existentes influyen el estilo de la deformación y que zonas corticales que contengan fallas normales o de cabalgadura al

someterlas a un alargamiento, liberaran la deformación por reactivación de esas estructuras (Sibson, 1977; Simpson, 1985).

En el contexto anterior en el área de estudio, la deformación frágil, está representada por los sistemas de fallas regionales principales, una con orientación Norte Sur (sistema de falla San José del Cabo) y el otro sistema (WNW) tiene una orientación prácticamente E-W (sistema de fallas transversas del Bloque Los Cabos), definiendo de esta manera dos dominios estructurales (figura 2.16, 3.41 y 5.15).

Actualmente la falla San José del Cabo presenta una geometría de falla normal con bloque caído al oriente, pero con un componente lateral y es desplazada por el sistema WNW.

La edad del sistema de fallas N-S es posterior a la edad de los diques Boca de La Sierra y Agua Caliente, que son las rocas intrusivas más jóvenes del área de estudio y consideradas de edad terciaria. La edad del sistema de fallas está ligada a la exhumación y erosión de la provincia misma que ha ocurrido después de los 58 Ma (Fletcher *et al.*, 2000a y Bravo-Pérez, 2001).

La falla de San José del Cabo es considerada como la responsable del levantamiento de la sierra de La Laguna. Este levantamiento inicio desde el Mioceno Medio con una velocidad alta y constante (1.5 -2 mm/año) pero posteriormente en el Plioceno Tardío el margen oriental (Bloque La Trinidad) manifiesta disminución significativa en la velocidad de levantamiento (Fletcher *et al.*, 2000).

Integrando las estimaciones del levantamiento del piso de la falla (Sierra de La Laguna) el cual se calculo por termocronología en 7.5 km (Fletcher *et al.*, 2000) y agregando la subsidencia registrada por el espesor de la sección sedimentaria (2.9 km; Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997) al componente de movimiento vertical del techo de la falla (7 km), Bravo-Pérez (2002) estimó un desplazamiento total para el movimiento de la falla de aproximadamente 17 km de los cuales 7.5 km corresponden al levantamiento del piso de la falla (Sierra de La Laguna) y 9.9 km al hundimiento del techo de la falla y subsidencia de la cuenca a lo largo de la falla. La estimación de los 9.9 km para el techo de la falla y la cuenca de San José reportada por Bravo-Pérez (2002), se sustenta en lo siguiente: a).- la inclinación promedio de la traza principal de la falla (51°), b).- la discordancia que ocurre entre las rocas volcánicas pretectónicas del Bloque La Trinidad que es de aproximadamente 72° y que se suponen en una posición original relativamente horizontal y la Formación La Calera (que es la base de la secuencia sintectónica) que esta basculada 21°. La discordancia sugiere que hubo movimiento sobre la falla antes de la depositación de la Formación La Calera y c).- el espesor de la cuenca estimada en 2.9 km como mínimo por Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997).

La falla San José del Cabo puede ser interpretada como una estructura antigua que fue reactivada posteriormente, en donde el control estructural (trama estructural) preexistente y las paleoestructuras influyeron en su desarrollo. La falla tiene una concordancia con la orientación de la foliación de las rocas de caja y está sobrepuesta a zonas de deformación dinámica o cizalla (figura 3.2). La falla San José del Cabo está relacionada con un sistema de fallas regionales distribuidas en

la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz con una orientación N-S o NW-SE. Este sistema de fallas corresponde a un evento tectónico regional de ambiente extensional, que generó los sistemas de cuencas y pilares de la provincia (por ejemplo el Bloque Los Cabos).

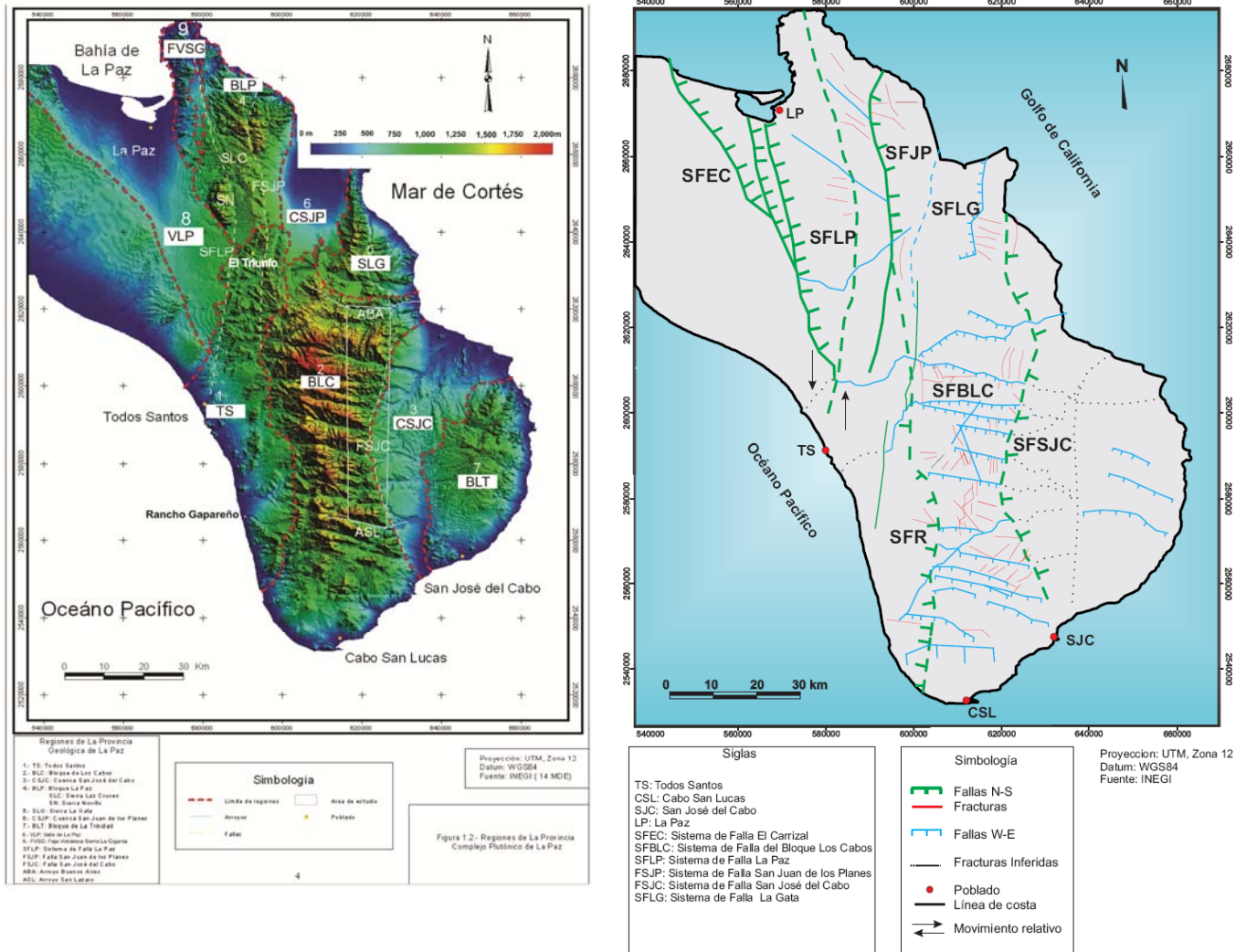


Figura 5.15.- Rasgos estructurales de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz relacionados con el sistema extensional de la Provincia Cuencas y Sierras y con la Provincia Extensional del Golfo de California. A.- Imagen digital de Provincia con sus regiones reconocidas B.- Rasgos estructurales reconocidos a partir de la imagen digital.

El sistema de fallas regionales (figura 5.15) con componente normal limita pilares (Bloque Los Cabos, Sierra La Gata, Sierra las Cruces) y cuencas (San Juan de Los Planes, San José del Cabo) en forma de “V” con su ápice apuntando hacia el sur y abiertas al norte que reflejan el rango de extensión (figuras 2.16 y 5.15).

Es posible que las fallas regionales de la Provincia Geologica Complejo Plutónico de La Paz representan estructuras antiguas como en el caso de la falla San José del Cabo y la falla de San Juan de Los Planes, esta ultima con edades de 80 Ma, indicando una historia desde la deformación laramídica al reciente (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005, Iriondo *et al.*, 2005).

El sistema de fallas transversas (Bloque Los Cabos) con orientación WNW limita bloques menores y define un arreglo de fallas con bloques escalonados en sentido norte a sur (desde el picacho de La Laguna a Los Cabos) (figuras 2.16, 3.2, y 5.15). Por su anatomía interna algunas de las estructuras de este sistema pueden representar estructuras antiguas reactivadas, que hace más compleja su interpretación (figura 3.48).

El sistema de fallas transversas con orientación WNW está limitado por dos sistemas de fallas regionales del sistema N-S. Uno al oriente (sistema San José del Cabo) y el otro al occidente (sistema de fallas San Rafael-El Refugio y sistema de falla de La Paz) (véase Cap. 2 Geología Regional y figuras 2.1 y 2.16 y 5.15).

Considerando la geometría, su componente normal y arreglo escalonado, tanto el sistema de fallas N-S como el WNW (sistema de fallas transversas) reflejan dos o más juegos de fallas lo que implica deformación en tres direcciones (tridimensional).

En el Noroccidente de México, el cese de la subducción de la placa Farallón terminó gradualmente, lo cual ocasionó una notable transición magmática y tectónica a lo largo del borde occidental de Norteamérica durante el Terciario Medio y Tardío. El proceso terminó por generar una tectónica con un estilo y características de extensión típica de Cuencas y Sierras. Tales estructuras son interpretadas como sistemas extensionales producidos por la fragmentación de una cuña cortical sobre un substrato extendido plásticamente (Stewart, 1971; Roldán-Quintana, 2002). La tectónica de Cuencas y Sierras es contemporánea con la subducción que termina totalmente alrededor de 10 Ma en la región de Baja California (Calmus comunicación personal).

La fase tectónica moderna, que afecta a casi todo el margen oeste de Norteamérica, inició aproximadamente hace 29 Ma cuando la dorsal del pacifico oriental encontró por primera vez la trinchera Franciscana (Molnar y Atwater, 1973; Atwater, 1989; Atwater y Stock, 1998; Oskin *et al.*, 2001; Oskin y Stock 2003; Fletcher *et al.*, 2003 y 2007). Esto implicó que la actividad en las fallas a lo

largo del margen pacífico cesó (sistema Tosco-Abreojos) y el componente dextral de desgarre del margen de la placa brincó al Golfo de California, el cual continúa acomodando cizalla o movimiento desgarre transtensional (Fletcher *et al.*, 2003 y 2007). Este sistema tectónico que corresponde a la Provincia Extensional del Golfo de California, está conformado por una sucesión de fallas laterales y cuencas de tipo *pull-apart*, algunas siendo centros de dispersión oceánica en la parte sur del Golfo (Michaud *et al.*, 2005).

En un contexto regional después de los 12.3 Ma (figura 5.16), se acepta que dos cinturones mayores de deformación iniciaron el acomodo de cizalla o desgarre en los márgenes de la península de Baja California (uno del lado del Océano Pacífico y otro del Golfo de California), pero aún existe controversia sobre la cinemática y magnitud de desgarre o cizalla que cada cinturón ha acomodado (Spencer y Normak, 1979; Oskin *et al.*, 2001; Michaud *et al.*, 2005; Fletcher *et al.*, 2003 y 2007).

Por ejemplo Michaud *et al.* (2005) consideran que a los 12.5 Ma, después del cese de la subducción de la placa Guadalupe por debajo de la placa América del Norte, el margen continental actuó como frontera transformante entre las placas Pacífico y América del Norte. La zona de falla Tosco-Abreojos localizada a lo largo de dicho margen es interpretada como el mejor candidato para acomodar este movimiento transformante antes del Plioceno. A principios del Plioceno la ruptura continental induce la transferencia de la frontera de placas hacia el Golfo de California y la consecuente terminación de la actividad de la zona de falla Tosco-Abreojos como tal. Sin embargo, esta falla presenta una morfología y una actividad sísmica que sugieren la permanencia en la actualidad de un movimiento lateral derecho (Michaud *et al.*, 2005).

Para la evolución tectónica de la península de Baja California Fletcher *et al.* (2007) reconocen la presencia de dos cinturones de deformación uno en el océano Pacífico y otro en el Golfo de California (figura 5.16). Los autores estiman que un desplazamiento de aproximadamente 150 km a través del océano Pacífico (concretamente la plataforma de Magdalena) requiere de 460 km de desgarre o rompimiento en la Provincia Extensional del Golfo de California, lo cual implica que el rango de desplazamiento ha disminuido gradualmente en la margen pacífica y se ha incrementado en la Provincia Extensional del Golfo de California después de los 12.3 Ma. Fletcher *et al.* (2007) también asumen que el movimiento entre la placa Pacífica y la Norteamericana se ha mantenido en un rango constante, pero con un ligero cambio en dirección al norte después de los 7.8 Ma como ya había sido reportado por Atwater y Stock (1998). La figura 5.16A representa la reconstrucción del occidente de la península para los 12.3 Ma (con un vector de reconstrucción de 100 km). En ella se muestran los centros de dispersión o separación al occidente de Baja California, antes de ser abandonados de manera efectiva. La figura 5.16B representa la reconstrucción entre los 12.3 y 7.8 Ma en donde el desgarre transtensional de 75 km al occidente de Baja California (plataforma de Magdalena) y de 150 km en la Provincia Extensional del Golfo de California fue acumulado de manera integrada. La figura 5.16C corresponde a la reconstrucción para el periodo entre los 7.8 Ma al presente en donde un

desgarre transtensional de 75 km en el occidente del Baja California (plataforma Magdalena) y 310 km en la Provincia Extensional del Golfo de California se ha acumulado de manera integral. En la figura 5.16C también se muestra el nuevo sistema de centros de separación y dispersión oceánica con un arreglo en escalón que se formó al sureste la Provincia Extensional del Golfo de California de manera semejante al sistema que fue abandonado al oeste de Baja California.

La deformación transtensional integrada de acuerdo a Fletcher *et al.* (2007) fue mayormente acumulada en la Provincia Extensional del Golfo. Sin embargo, Michaud *et al.* (2005) consideran que los modelos cinemáticos sugieren que el movimiento de la placa Pacífico con respecto a la placa de Norteamérica no está totalmente acumulado en el Golfo de California. Según los autores un porcentaje significativo del movimiento se distribuye de manera discreta a lo largo de una zona ancha cuyo límite más occidental es la zona de falla Tosco-Abrejos, y cuyo límite oriental se ubica probablemente a lo largo de la costa de Sonora. Esto incluye a la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz.

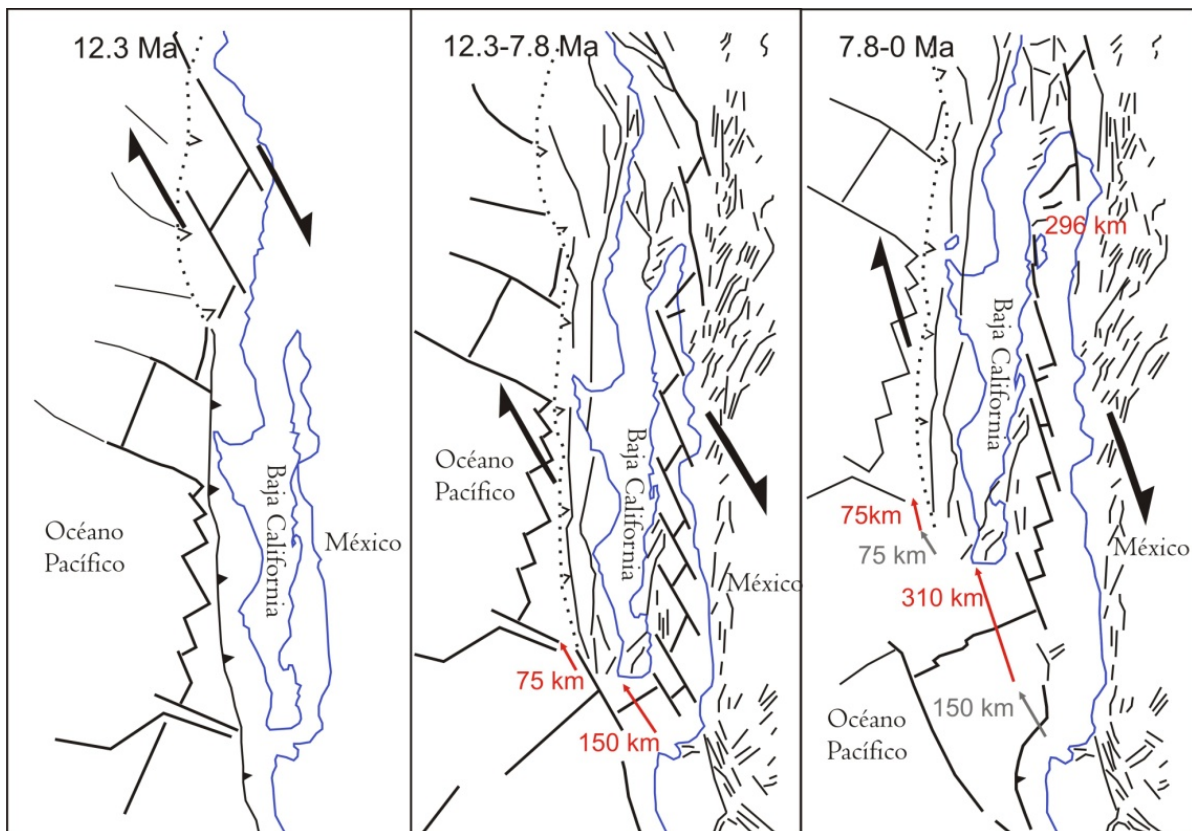


Figura 5.16.- Relación de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz con el modelo esquemático y simplificado de la cinemática relacionada a la tectónica del occidente de México para los últimos 12.3 Ma (tomada y modificada de Fletcher *et al.*, 2007).

La continuidad y similitud en las características de fallamiento alrededor del Golfo de California y aquellas de la fase temprana de Cuencas y Sierras en Estados Unidos y Sonora, indican que el área alrededor del Golfo de California es parte de la Provincia Cuencas y Sierras (Henry, 1989; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Henry *et al.*, 2003). La Provincia Extensional de Cuencas y Sierras se formó desde el Mioceno Temprano (24 Ma) hasta el Mioceno Tardío (6 Ma), cuando la Península estaba adherida a la placa Norteamericana (e.g Henry y Aranda-Gómez 1992, 2000; Zanchi, 1994).

En el área de estudio y en la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz, los sistemas de fallas N-S y WNW (figura 5.15) concuerdan con las características reportadas para el noroeste de México, que son evidentemente relacionados con la historia tectónica desarrollada a partir del Mioceno en el occidente de México, asociadas en parte con los procesos tectónicos posteriores a la orogenia Larámide y con la dinámica de las placas Pacífico y Norteamérica que dio como resultado el sistema de Fallas de Cuencas y Sierras, el sistema de fallas Tosco-Abreojos y la Provincia Extensional del Golfo de California.

En la provincia Complejo Plutónico de La Paz las fallas regionales con orientación N-S (figura 5.15) representan casi una sección completa de la separación del margen, desde el rompimiento, que forma el principal escarpe del Golfo de California, hasta algunas de las fallas más cercanas a la transición continente-océano en el occidente (sistema Tosco-Abreojos). Lo anterior apoya la relación entre la tectónica de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz con Cuencas y Sierras y la Provincia Extensional del Golfo.

A nivel regional el arreglo de los sistemas de fallas (N-S y WNW) de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz refleja la influencia de los tres sistemas de fallas y deformación presentes en la región Noroeste de México. Uno es el sistema extensional de Cuencas y Sierras que representa el fallamiento antiguo del margen occidental de México y abarca hasta antes del inicio del brinco al sistema del Golfo de California, el segundo sistema de fallamiento corresponde al sistema Tosco-Abreojos presente en el occidente de la península un tercer sistema de fallamiento y deformación está relacionado con la Provincia Extensional del Golfo de California.

En el contexto anterior la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz es clave para disminuir las discrepancias sobre la cinemática y magnitud de desgarre o cizalla que cada cinturón ha acomodado. Desafortunadamente este aspecto cuantitativo de la partición de la deformación queda fuera del alcance de esta investigación y se plantea como futura línea de investigación.

5.4.- INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE LA GEOQUÍMICA DEL ÁREA DE ESTUDIO, PROVINCIA GEOLÓGICA COMPLEJO PLUTÓNICO DE LA PAZ Y SU RELACIÓN CON EL NOROESTE (NW) DE MÉXICO.

5.4.1.- Elementos Mayores, Traza y Tierras Raras.

En el capítulo IV de manera simultánea se hizo la discusión e interpretación de los datos geoquímicos de las rocas del área de estudio y del Bloque Los Cabos (Schaaf *et al.*, 2002). En la siguiente sección se presenta una interpretación y discusión de la geoquímica de las rocas del área de estudio y su relación con el NW de México.

Elementos Mayores.- Las rocas del área de estudio reflejan las características de la serie calcoalcalina (figuras 4.2 y 4.3B), típico de márgenes continentales activos y de arcos magmáticos maduros. En estos ambientes, las características químicas presentan una mayor variación y la proporción de rocas más evolucionadas es mayor. En términos generales, el rango de composición puede ser generado como consecuencia de fusión parcial, cristalización fraccionada, mezcla de magmas o contaminación cortical, tanto individualmente o combinadas.

De acuerdo a los criterios de Wilson (1989) y Rollinson (1996), un buen arreglo lineal de elementos mayores en los diagramas de Harker puede significar consanguinidad entre las rocas, mientras que una pobre correlación puede implicar la presencia de dos o más conjuntos de rocas no consanguíneas y conducir a varias poblaciones, cada una con diferentes tendencias.

En las rocas analizadas del área de estudio, el amplio rango en los valores de SiO₂ y de los álcalis, las tendencias en general de los buenos arreglos lineales principalmente en el caso de K₂O, MgO, CaO, Fe₂O₃, Al₂O₃ (figura 4.1) y la dispersión entre las muestras con porcentajes bajos en SiO₂ (< 60% de SiO₂), pueden ser por varias causas: Una, es que las muestras no representan la composición del líquido (en caso de rocas plutónicas es difícil muestrear una roca representativa de la composición original). Otra es la posibilidad de que las muestras no provienen de un mismo magma parental. También puede ser debido a un cambio en el fraccionamiento del magma durante la cristalización fraccionada.

Otras causas pueden ser el número de muestras colectadas (un muestreo no representativo): la distribución en poblaciones de las muestras en función del contenido de SiO₂ puede ser originado por una densidad del muestreo no homogénea. Sin embargo, los arreglos lineales en los diagramas Harker de elementos mayores de las rocas del área de estudio, están en concordancia con las variaciones sistemáticas de los eventos magmáticos registrados y representan en gran medida una tendencia asociada a la diferenciación magmática, desde los más máficos y antiguos (cuarzodioritas) a los más félsicos evolucionados (granodioritas, granitos y monzogranitos), lo que sugiere que el muestreo fue representativo.

Los diagramas de variación que muestran trayectos segmentados o inflexiones son interpretados como marcadores del inicio de la cristalización de un nuevo mineral o grupo de minerales. Esto puede aportar evidencias de la separación cristal-líquido durante la evolución magmática (Wilson, 1989; Rollinson, 1996).

En su conjunto, las muestras del área de estudio son rocas calcialcalinas con un contenido medio y alto de K (figura 4.2), lo cual puede ser el resultado de una influencia cortical.

Las fases mineralógicas esenciales (plagioclasa y microclina, hornblenda, biotita y piroxeno), así como las fases accesorias (esfena y zircón), son responsables para el comportamiento de los elementos mayores en los diagramas Harker.

La influencia de la plagioclasa está reflejada en los valores de CaO y NaO, y el aluminio se manifiesta en las fases de hornblenda, biotita, muscovita y granate, presentes en las rocas del área de estudio, principalmente como fases características o accesorias. Se interpreta también como la presencia de procesos de diferenciación magmática, generados por cristalización fraccionada y de asimilación-cristalización fraccionada, implicando que las rocas del área de estudio fueron formadas a partir de magmas hidratados félsicos de baja temperatura, en donde la relación molecular de alúmina fue mayor a la de K_2O+Na_2O+CaO y el exceso de Al_2O_3 , permitió la formación de minerales como muscovita, biotita y hornblenda. Este comportamiento también explica en parte las características peraluminosas (Al_2O_3 13 a 19%, figura 4.3A) observadas en las rocas estudiadas.

Debido al efecto de la acumulación de cristales es difícil obtener la verdadera composición de los líquidos de los magmas originales para rocas plutónicas. Sin embargo, es posible interpretar que el origen del arreglo lineal en los diagramas Harker refleja aproximadamente las condiciones originales del magma, lo cual debe ser confirmado con las características isotópicas de las muestras del área de estudio.

Cuatro muestras salen sistemáticamente del comportamiento geoquímico general del resto de las muestras: El gneis anfíbolítico (ALP-904-A), los enclaves cuarzodioríticos (AMZ-7-B), los diques Boca de La Sierra (ABS-30) y el ortogneis Boca de la Sierra. Los tres primeros clasifican como rocas alcalinas.

Las relaciones de campo del gneis anfíbolítico permiten establecer la presencia de un evento magmático con características alcalinas (ALP-904-A) pero anterior al de carácter calcialcalino, típico para la mayoría de las rocas del área de estudio. Su asociación concordante (a manera de *sills* o mantos) o discordante (diques), con la secuencia metasedimentaria se interpreta como un evento asociado a un posible ambiente oceánico. Los enclaves de cuarzodiorita afloran solamente como remanentes o xenolitos contenidos en las rocas de los intrusivos La Palma y Matancitas y son considerados como parte del intrusivo Los Llanitos que es la unidad máfica más antigua en el área de estudio.

Los diques Boca de La Sierra (muestra ABS-30 en las figuras 4.2 y 4.3) presentan características de rocas metaluminosas y son producto de la actividad magmática más reciente del área de estudio con una posible edad terciaria. El ortognéis Boca de La Sierra (ALP-903-A) es calcoalcalino con un alto contenido de SiO_2 (70.5%), ubicándolo en el campo de las rocas félsicas. Es anterior al gneis anfibolítico y representa actualmente el evento magmático más antiguo en el área de estudio.

Elementos Traza.- Los elementos traza en general reflejan la participación de fases mineralógicas esenciales, características y accesorias en las rocas del área de estudio (figura 4.4). Todas las rocas del área de estudio caen dentro del campo de granitos de arcos volcánicos (Volcanic Arc Granite: VAG), con una tendencia hacia los límites con granitos sincolisión y granitos de intraplaca (figura 4.5). Las concentraciones bajas de Rb se interpretan como evidencias de un ambiente oceánico y participación de manto y se encuentran en rocas poco evolucionadas. Por el contrario, valores altos de Rb indican magmas evolucionados y participación cortical. Las concentraciones bajas de Y+Nb indican menos participación cortical mientras que los valores altos indican lo contrario. Los valores de Y+Nb en el área de estudio son menores a 50 ppm lo cual ubica estas muestras en ambientes de arcos volcánicos (VAG) que implica participación del manto y la corteza continental.

El comportamiento del Ba refleja la participación del feldespato potásico y biotita. Tanto el Zr como el Hf son elementos incompatibles y no son fácilmente sustituidos en las fases mayores del manto; sin embargo, ellos pueden ser sustituidos por Ti en fases accesorias, tales como la esfena y el rutilo. El primer mineral es común en las rocas del área de estudio.

El Rb y el K reflejan la participación del feldespato potásico y la biotita, ya que el K es sustituido por el Rb en dichas fases, mientras que el comportamiento del Sr y el Ca también indica la participación de la plagioclasa. La distribución del Y corresponde a la presencia de la fase de hornblenda y accesorias como el granate y la esfena, que son minerales presentes en las rocas del área de estudio.

Tierras Raras (REE).- Las gráficas de tierras raras de las rocas del área de estudio (figura 4.6) reflejan una asociación típica de procesos relacionados a subducción, con generación de magmas, en donde la participación del manto y su contaminación con material cortical está presente en diferentes proporciones (menor en el caso de las unidades Matancitas y La Palma que en el caso del intrusivo Buenos Aires).

Los patrones de tierras raras de las rocas plutónicas analizadas (figura 4.6), sugieren que fueron formadas a partir de un magma derivado de una fuente de manto con presencia de granate residual. Posteriormente el magma fue contaminado con material cortical en diferentes cantidades y

evolucionó por asimilación-cristalización fraccionada (AFC) con la participación de plagioclasa, hornblenda junto con esfena y zircón.

La hornblenda en líquidos félsicos puede causar un enriquecimiento extremo en tierras raras ligeras en relación con las tierras raras pesadas, pero el rango del coeficiente de partición no es tan grande como en el caso del granate.

Los valores del coeficiente de partición (K_D) para la hornblenda muestran una dependencia fuerte en la composición y pueden ser mayores que 10 para las tierras raras medias en sistemas ricos en sílice. Así, en la cristalización fraccionada de magmas de composición intermedia, la hornblenda puede conducir o llevar a un agotamiento relativo de las tierras raras medianas. En contraste, la biotita, generalmente tiene valores bajos del coeficiente de partición (K_D) para las tierras raras y su presencia puede tener relativamente poco efecto sobre el patrón de las tierras raras del fundido. Los minerales accesorios como la esfena y el zircón, influyeron potencialmente en el comportamiento de los patrones de tierras raras analizados. Aunque estos minerales pueden estar presentes en cantidades pequeñas (muchas veces menores a 1% de la roca) sus coeficientes altos de partición conducen a que ellos tengan una influencia muy marcada sobre el patrón de las tierras raras. La esfena y el apatito fraccionan y afectan las tierras raras medianas en relación con las ligeras y pesadas. El zircón puede tener un efecto similar al del granate y puede fraccionar las tierras raras pesadas (Rollinson, 1996).

En el intrusivo Buenos Aires, las bajas concentraciones de tierras raras ligeras en comparación con las pesadas y la anomalía negativa de Eu, implican que el granate influyó de manera determinante en el comportamiento de la distribución de las tierras raras. El granate tiene bajos valores de coeficiente de partición (K_D) para las tierras raras ligeras, pero se incrementa notablemente para las tierras raras pesadas. Así, un enriquecimiento de tierras raras pesadas y bajas concentraciones de tierras raras ligeras sugiere la presencia o influencia de dicha fase. Su efecto es contrarrestado por la presencia de la esfena, que tiene el efecto opuesto al granate, acomodando a las tierras raras ligeras (Wilson, 1989 y Rollinson, 1996).

En el capítulo IV se integraron los datos geoquímicos del trabajo de Schaaf *et al.* (2000) con los del presente estudio con la finalidad de hacer una comparación. En dichos datos se aprecia que con excepción del gabro de la Sierra El Novillo, existe semejanza entre ellas. Las rocas plutónicas posttectónicas a sintectónicas en general tienen un arreglo positivo del potasio respecto a sílice, que es propio para un proceso de diferenciación en rocas de un arco continental activo.

Las rocas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz y área de estudio son rocas subcalcinas (calcoalcalinas), peraluminosas (excepto las rocas del complejo de El Novillo que tienden a ser metaluminosas) y en el diagrama AFM se definen como calcoalcalinas (figura 4.3).

Las relaciones de elementos traza indican que procesos de asimilación-cristalización fraccionada y contaminación están presentes en las rocas del área de estudio como en las reportadas por Schaaf *et al.* (2000).

En general, Schaaf *et al.* (2000) consideran que los patrones de tierras raras indican la presencia de fases de granate y plagioclasa en las fuentes magmáticas de origen, de los cuales derivaron los magmas de estas rocas. Sin embargo, es difícil decir exactamente a que parte del manto corresponden. También reflejan participación de componentes primitivos del manto superior en el caso de los gabros del complejo El Novillo con poca participación cortical, mientras que las rocas félsicas muestran una mayor participación cortical. Estas características geoquímicas se interpretan como que la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz evolucionó en un ambiente oceánico y otro continental y el área de estudio representa la parte de transición entre ambos ambientes, es decir, se formó en un margen continental activo cercano al límite de un arco oceánico.

5.4.2.- Interpretación y Discusión de la Geoquímica Isotópica.

Las rocas del área de estudio presentan relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativamente heterogéneas lo cual es típico para rocas calcoalcalinas que evolucionaron en márgenes continentales activos. Esto se interpreta como rocas relacionadas con magmas derivados originalmente de una fuente del manto en donde la interacción con granate y plagioclasa sucedió en dos niveles diferentes. Los magmas posteriormente fueron contaminados con material cortical durante su diferenciación, por lo que sus relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ implican una participación tanto de una fuente derivada del manto como de material cortical.

Las relaciones iniciales de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y de ϵNd son relativamente bajas en las rocas plutónicas de los arroyos Buenos Aires y La Palma (ϵNd entre -4.5 y -2.2) lo cual reflejan una marcada influencia de corteza continental con una participación de material cortical relativamente evolucionado (figura 4.7 y tabla 4.3). Excepciones son el gneis anfibolítico ALP-904 con un parámetro ϵNd de $+6.1$ y el ortogneis Boca de La Siarra (ALP-903) con un valor de -6.9 . Ambas rocas del arroyo La Palma tienen muy posiblemente edades superiores a los 80 Ma (valor usado para el cálculo de las relaciones iniciales) y pertenecen a unidades pretectónicas.

Las relaciones de ϵNd vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las rocas del área de estudio y las reportadas por Schaaf *et al.* (2000) definen tres poblaciones en la figura 4.7 y se interpretan como un reflejo de diferentes trazas de contaminación de los magmas con corteza continental poco evolucionada (El Novillo) a medianamente evolucionada (rocas de los arroyos Buenos Aires y La Palma). Las muestras del arroyo La Palma son ligeramente menos afectadas por una corteza continental evolucionada en comparación a las del arroyo Buenos Aires, mientras que las dos muestras de Cabo Pulmo (CP) y

también una muestra de arroyo San Dionisio tienen valores de ϵNd cercanas a la composición original (condrítica) de la Tierra.

Las edades modelo de Nd (T_{DM}) calculadas para las rocas del área de estudio a partir de un modelo de manto empobrecido, son relativamente heterogéneas. Se interpretan como una evidencia de que diferentes materiales corticales se involucraron en el origen y evolución de las rocas estudiadas. En los casos del ortogneis Boca de la Sierra y del intrusivo Buenos Aires, la edad modelo implica la participación de material cortical más antiguo que en el gneis anfíbolítico. Lo anterior también está confirmando por los datos de los valores de ϵNd y relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Las edades modelo de tNd de las rocas del área de estudio son significativamente más antiguas que su edad de cristalización (ver Cap 4.4) y muestran un amplio rango que implica que diversos materiales corticales con diferentes edades estuvieron involucrados en su origen.

Los valores ϵNd y relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las rocas del área de estudio y las reportadas por Schaaf *et al.* (2000) a nivel regional para la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz, permiten establecer que el Complejo El Novillo, así como las cuarzodioritas y tonalitas del norte y noreste del Bloque Los Cabos son rocas derivadas de magmas primitivos poco evolucionados con poca o nula participación cortical e indican similitud con granitos tipo M (Pitcher, 1982). Estas rocas son significativamente más primitivas que el resto de las rocas intrusivas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. Las rocas intrusivas postectónicas son dominadas por granodiorita y tonalita con subordinados de granito, sus características geoquímicas las clasifica como granitos tipo-I > granitos tipo-S, asociadas a arcos continentales (Pitcher, 1982 y 1993; Pearce *et al.*, 1984; Maniar y Piccoli, 1989; Barbarin, 1990).

5.4.3.- Interpretación y Discusión de la Geocronología.

Los fechamientos de las rocas del área de estudio realizadas con el método Rb-Sr en biotita-roca entera son interpretados como edades de enfriamiento y corresponden a temperaturas de cierre de $320 \pm 40^\circ\text{C}$ (biotita; Harrison y McDougall, 1980). Estos fechamientos corresponden a los intrusivos La Palma y Matancitas, que tienen edades entre 77.3 Ma a 66.1 Ma. Una edad más joven de 58.7 ± 1.15 Ma corresponde a las rocas del intrusivo Virgencita, que con excepción de los diques diabásicos, son las rocas plutónicas más jóvenes del área de estudio. La edad de 66.1 Ma del intrusivo Virgencita es una edad modelo obtenida de concentrados de biotita por el método Rb-Sr.

Los datos obtenidos de los granates por el método Sm-Nd del intrusivo Buenos Aires y la pegmatita (109 ± 7 Ma, 168 ± 7.5 Ma) son interpretados como edades de enfriamiento que corresponden a la temperatura de cierre del granate de 480 a 700°C (Humphries y Cliff, 1982). Mientras que la edad de 73.2 ± 1.4 Ma del intrusivo Buenos Aires y la de 78.9 ± 1.6 Ma de la pegmatita, fechados por el método Rb-Sr en muscovita-roca entera y feldespato potásico-muscovita,

respectivamente (ver tabla 4.3), se interpretan como edades de enfriamiento que corresponde a las temperaturas de cierre de la muscovita de $400 \pm 40^\circ\text{C}$ (Jäger, 1979).

Considerando las relaciones isotópicas, las edades de cierre y las relaciones de campo, es posible que el intrusivo Buenos Aires y las pegmatitas tengan un origen y un emplazamiento común. Si esto es válido, entonces la diferencia de edad entre los granates indica que la formación de estos está asociada a dos fuentes. Una de 168 ± 7.5 Ma (pegmatita) corresponde a granates heredados (evento metamórfico anterior), es decir son xenocristales. La otra edad de 109 ± 7 Ma (intrusivo Buenos Aires) corresponde a la edad de formación de los granates durante un proceso de fusión parcial. Lo anterior implica que los eventos metamórficos y magmáticos fueron sintectónicos.

Las rocas metamórficas fechadas corresponden al gneis anfibolítico y al ortogneis Boca de la Sierra y en estos casos las edades obtenidas de concentrados de biotita-roca entera por el método Rb-Sr son de 75.5 ± 1.5 Ma y de 73.8 ± 1.45 Ma, respectivamente. Estas edades son similares a las obtenidas para las rocas plutónicas del área de estudio. Por lo tanto, las edades de las rocas metamórficas son interpretadas como el reseteo (reinicio) del sistema isotópico de la biotita marcando el pico del metamorfismo de contacto y la rehomogenización del sistema isotópico de Rb-Sr debido al magmatismo regional de esa misma edad. Las relaciones de campo, junto con los datos geoquímicos y las edades, están en concordancia con las edades de biotita-roca entera obtenidas.

Adicionalmente, los datos de ^{40}Ar - ^{39}Ar generados por Ortega-Rivera (inéditos), en las mismas rocas fechadas por Schaaf *et al.* (2000) por Rb-Sr, dan edades un poco diferentes, pero concordantes, dentro de sus errores y las temperaturas de cierre, son semejantes a las obtenidas en el área de estudio por el método de Rb-Sr. Finalmente los datos de ^{40}Ar - ^{39}Ar en biotita y hornblenda obtenidos en algunas muestras del área de estudio y de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (Tabla 3.1) que fueron realizadas en la Universidad de California (EUA), arrojan edades similares a la obtenidas por el método de Rb-Sr.

Cualquier estudio geocronológico amplio de rocas puede dar resultados discordantes en la determinación de las edades, cuando son usados diferentes métodos.

Las discrepancias son principalmente debidas a que en las rocas diferentes minerales pueden cerrar a diferentes temperaturas y diferentes sistemas isotópicos en el mismo mineral. En ambos casos el factor de control es la temperatura. Además, las edades obtenidas se deben interpretar con cuidado en función de lo que se está fechando, así como el método aplicado.

En estos casos es importante saber lo que se está midiendo (enfriamiento o recalentamiento) cuando se ha calculado la edad geológica del mineral. Adicionalmente las diferencias en las edades de las rocas fechadas también reflejan la variación litológica dentro de los intrusivos así como en su enfriamiento.

Las edades en minerales, tanto por el método Rb-Sr como Sm-Nd, fueron calculadas usando el método de isócrona de dos puntos y considerando la temperatura de cierre de los minerales considerados. Las dos isócronas de roca entera para las rocas del área de estudio (figura 4.12) dan edades de 80.8 ± 2.6 Ma y de 79 ± 12 Ma, son interpretadas como edades de cristalización del magma y están cerca de las edades de enfriamiento de los minerales (59 a 75 Ma; ver tabla 4.3). La isócrona de 80.8 Ma (arroyo La Palma) esta altamente definida por la roca ABA-3, confirmando la importancia de este evento magmatico en el emplazamiento de los magmas graníticos en esta región del Bloque de Los Cabos. Las otras seis muestras de esta isócrona no muestran una posición fuera de la línea de regresión de la figura 4.12B y por esa razón se consideran cogenéticas.

5.4.4.- Formación de los granates presentes en las rocas metamórficas del área de estudio.

Los granates analizados indican una relación entre el Al_2O_3 y FeO con tendencia a un enriquecimiento en FeO (60-70%) y 30% de Al_2O_3 . También reflejan un dominio claro del almandino. Una excepción notable es la muestra de skarn (ASL-10) que define un dominio de los granates cálcicos (grosularia) y que tiene una mayor relación porcentual de Ca. Lo anterior se interpreta como el desarrollo de procesos de sustitución y solución sólida entre Fe-Mn y Ca-Fe en los granates (figura 4.13 y tabla 4.6).

El almandino ($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$) es el granate típico de los esquistos granatíferos y es usado como un mineral índice de zonamiento con metamorfismo progresivo de esas rocas. Comúnmente se desarrolla al tope de la zona de biotita, en donde puede ser producido por reacción con clorita presente en condiciones de metamorfismo de grado bajo. En condiciones de metamorfismo de grado alto, también puede ser producido por el rompimiento o la descomposición de micas, para generar granate y feldespato potásico (Deer *et al.*, 1997).

En los afloramientos de la unidad Portezuelo (Arroyo La Palma, estaciones ALP-906, ALP-904) fue posible ver los granates rodeados de biotita. Esto implica que estuvieron sujetas al metamorfismo regional que alcanzó condiciones suficientes, para generar el desarrollo de granate (almandino) a partir de la reacción con clorita y biotita.

Otra explicación posible para la presencia del almandino en las rocas metamórficas se debe al metamorfismo de contacto en especial para los granates de la unidad Portezuelo en el contacto directo con el ensamble plutónico.

El almandino puede presentarse como un producto de metamorfismo termal de rocas pelíticas, pero tiende a estar restringido a las aureolas, las cuales contienen mica blanca más que feldespato potásico. Los almandinos así formados pueden presentar un apreciable componente de espesartina, así como de piropo (Deer *et al.*, 1997).

La espesartina es menos común en comparación con las otras especies de granates y aunque está presente en cantidades significativas en almandino de granitos y de rocas metamórficas, rara vez domina en tales ambientes.

Las rocas del área de estudio con presencia de espesartina subordinada al almandino, pueden estar asociadas al metamorfismo regional de grado medio a alto y con presencia de fusión parcial generado por las rocas intrusivas adyacentes. Este es el caso de la muestra ALP-909, considerada como producto de anatexis y la muestra APZ-315 que corresponde a una roca metamórfica, de esquisto de biotita-granate.

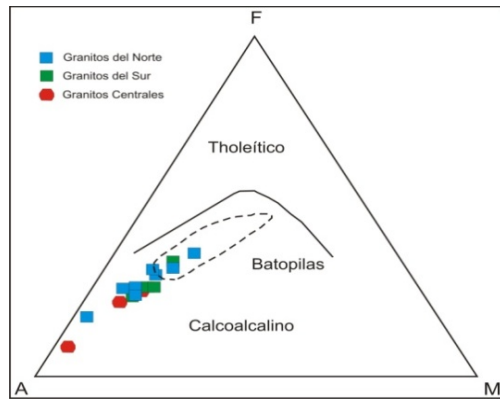
Los granates del skarn que afloran en el área de estudio (muestra ASL-10) son de grosularia ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) asociada a wollastonita. La grosularia es un granate característico del metamorfismo térmico y regional de rocas calcáreas impuras y también se presenta en rocas que han sido sujetas a metasomatismo cálcico. Las rocas en donde existe evidencia de skarn fueron formadas durante un proceso térmico (metamorfismo de contacto) con temperaturas de 500°C a 800°C y presiones de 3 a 1 kbar, condiciones favorables para generar la asociación grosularia-wollastonita (Winkler 1976).

A pesar de que las muestras con granate son de localidades y litologías diferentes, las relaciones son semejantes e indican que pertenecen a la serie pirlaspita, excepto la muestra de skarn (ASL-10), la cual pertenece a la serie de la ugrandita.

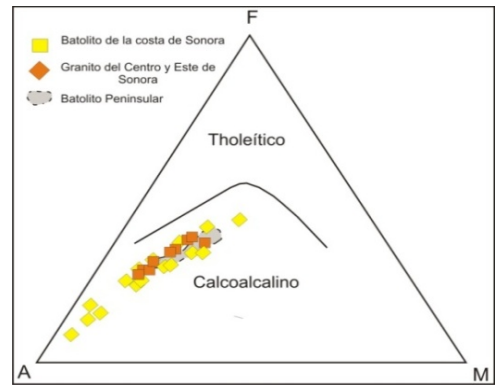
Con base en las características presentadas por los granates analizados, se considera que unos fueron formados en condiciones de metamorfismo regional (almandino), metamorfismo de contacto (grosularia y almandino) y otros corresponden a procesos relacionados con la formación de granitos anatéticos (almandino y espesartina).

5.4.5.- Comparación de las Características Geoquímicas e Isotópicas del Área de Estudio, Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz con las Regiones del Noroeste (NW) de México.

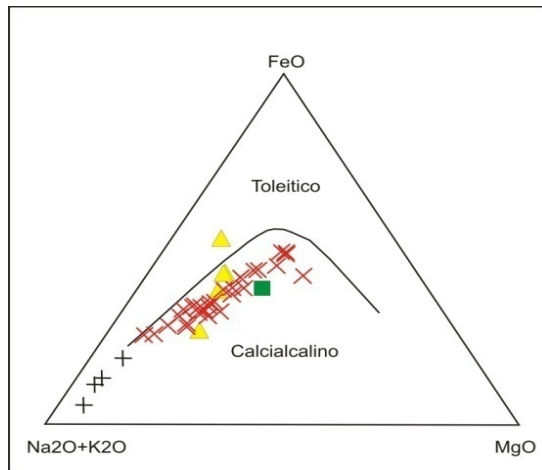
En la figura 5.17 se presentan los diagramas AFM para las rocas de los batolitos de Sonora, Sinaloa, Puerto Vallarta, Sierras Peninsulares y área de estudio. La figura 5.17A corresponde a las rocas graníticas de los batolitos laramídicos del norte, centro y sur de Sonora estudiados por Valencia-Moreno *et al.* (2001), la figura 5.17B muestra el carácter calcoalcalino de los granitos de la costa, del centro y este de Sonora y del batolito de Sierras Peninsulares, reportados por Valencia-Moreno *et al.* (2003), la figura 5.17C representa las rocas plutónicas del batolito Larámide de Sonora, estudiadas por Roldán-Quintana (2002) y en la figura 5.17D están graficadas las rocas plutónicas del área de estudio y las reportadas por Schaaf *et al.* (2000). En todas las figuras las rocas muestran su carácter calcoalcalino



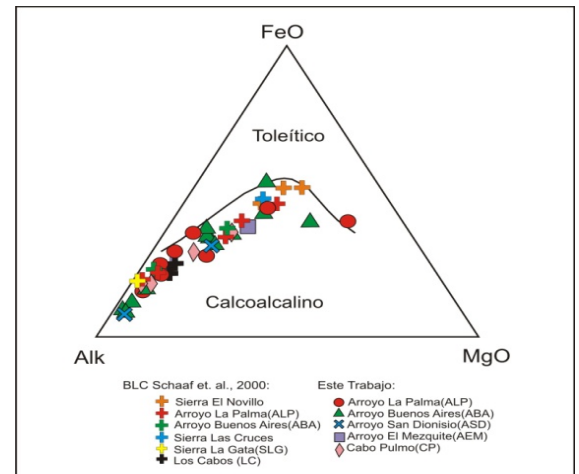
A



B



C



D

Figura 5.17.- Diagramas AFM de las rocas graníticas de diferentes regiones batolíticas del Sonora y área de estudio: **A.-** Batolitos laramídicos de Sonora (Valencia-Moreno *et al.*, 2001), **B.-** Batolitos de la costa de Sonora (Valencia-Moreno *et al.*, 2003); **C.-** Batolito del centro de Sonora (Roldán-Quintana, 2002) y **D.-** Rocas graníticas del área de estudio y las reportadas por Schaaf *et al.* (2000), explicación en texto.

La relación del contenido de K_2O de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz con las regiones de Sonora, Sinaloa, Puerto Vallarta, Sierras Peninsulares se muestra en la figura 5.18. En todas las graficas se refleja una tendencia calcoalcalina clara, un patrón de rocas hacia el campo subalcalino con valores de álcalis altos por arriba de 4% y con valores medios a altos de K_2O .

La figura 5.18A muestra las rocas graníticas de los batolitos del norte (NG), centro (CG) y sur (SG) de Sonora, reportadas por Valencia-Moreno *et al.* (2001). Los granitos del norte (NG) y Centro (CG) reflejan un contenido alto de K, mientras que los granitos del sur (SG) tienen un contenido medio de K. En la figura 5.18B se muestran las rocas de batolito de la costa de Sonora (CSB) y los granitos del interior de Sonora (IG) incluyendo también rocas del Batolito de Sierras Peninsulares (PRB) (Valencia-Moreno *et al.*, 2003). En la grafica las rocas del batolito de la costa de Sonora (CSB) tienen contenidos medios de K igual a los de las Sierras Peninsulares, mientras que las rocas graníticas de interior de Sonora (IG) tienen principalmente contenidos altos de K.

Al igual que en la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz, los granitos del Arco Larámide de Sonora reportados por Roldán-Quintana (2002) son rocas calcoalcalinas (figura 5.18C). Además la variación de K_2O es con pocas excepciones entre 2.5% y 5.7% y las define como rocas con alto contenido de K. Las rocas graníticas de Sinaloa muestran distintos patrones y mayor dispersión con un marcado incremento del SiO_2 al oriente, que refleja la distribución de rocas sintectónicas máficas y postectónicas mas silíceas (Henry *et al.*, 2003).

Las diferencias en el contenido de K_2O en las rocas graníticas de las diferentes regiones mencionadas se deben al grado de participacion y de evolución cortical (tipo y espesor de corteza, tiempo de residencia). Los valores altos indican mayor participación cortical, así como una corteza mas evolucionada mientras que valores bajos indican menor participación de una corteza menos evolucionada.

Una comparación de los diagramas de discriminación de ambientes tectónicos (Rb vs Y+Nb) de las rocas del área de estudio con otras regiones de NW de México se muestra en la figura 5.19. Las figuras 5.19A y B, incluyen las rocas graníticas de los batolitos de la costa de Sonora (CSB), los granitos del batolito interior de Sonora (IG) y también las rocas del batolito de Sierras Peninsulares (PRB), reportados por Valencia-Moreno *et al.* (2003). La figura 5.19B incorpora las rocas del batolito Larámide de Sonora reportadas por Roldán-Quintana (2002) mientras que la figura 5.19C, corresponde al las rocas graníticas de la costa pacífica entre Puerto Vallarta y Puerto Escondido (Schaaf, 1990). Finalmente la figura 5.19D representa a las rocas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (este trabajo).

Los diagramas reflejan que en todas las regiones consideradas las rocas plutónicas grafican en la región de un ambiente tectónico de granitos de arcos volcánicos (con excepción de algunas rocas de los granitos del interior de Sonora).

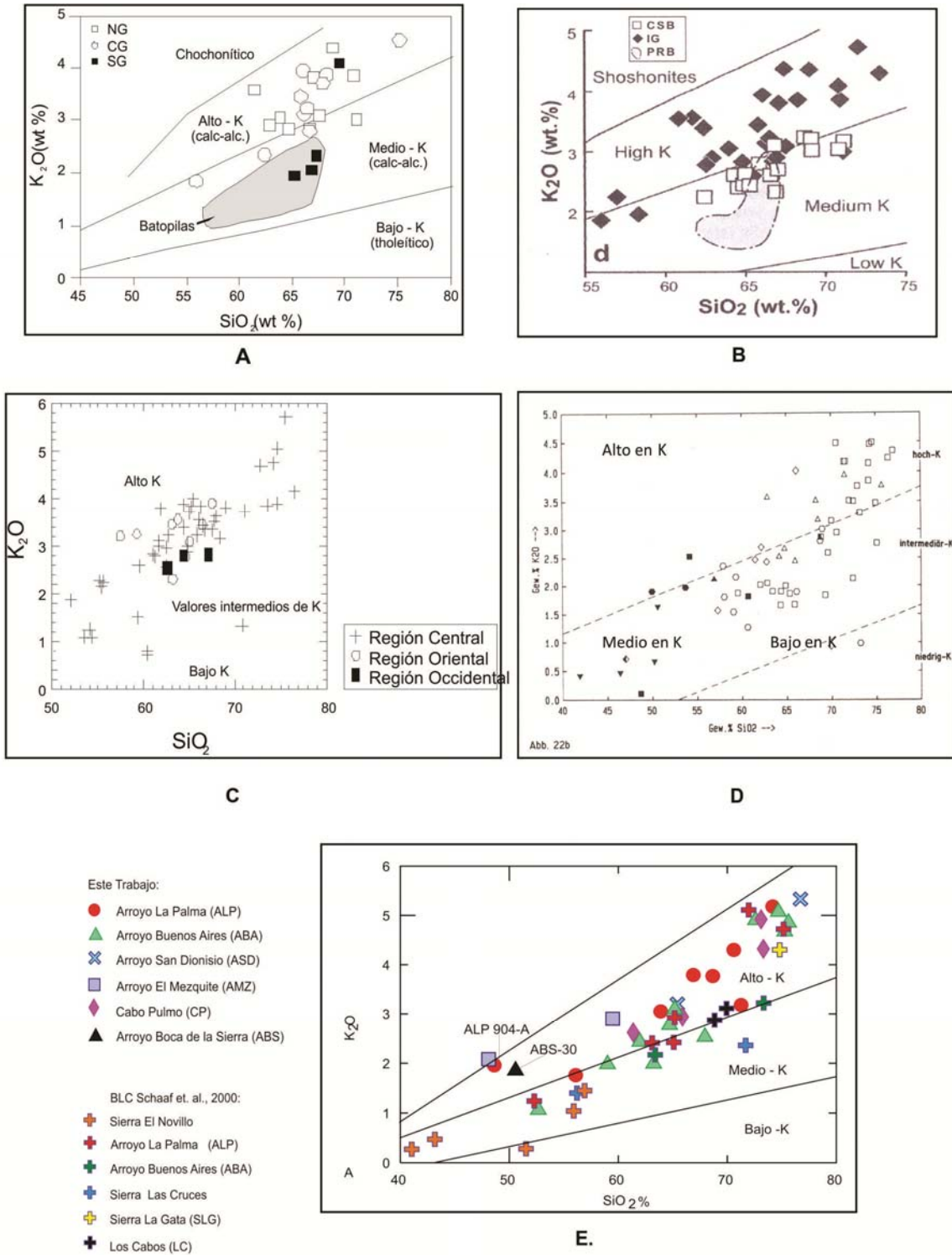


Figura 5.18: Comparación del contenido de K_2O , entre las rocas plutónicas de algunas regiones del Noroeste de México y del área de estudio: A.- Batolitos de Sonora: granitos del norte (NG), granitos del centro (CG), granitos del Sur (SG) (Valencia-Moreno *et al.*, 2001), B.- Batolitos de la costa de Sonora (CSB), granitos del interior (IG), batolito Sierras Peninsulares (PRB) (Valencia Moreno *et al.*, 2003), C.- Batolitos laramídicos de Sonora (Roldán-Quintana 2002), D.- Batolito de Puerto Vallarta (Schaaf,1990) y E.- Rocas plutónicas del área de estudio Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz.

Esto implica, en términos generales, que las rocas de esas regiones fueron producidas en mismo ambiente tectónico de subducción que se desarrolló en el margen occidental de Norteamérica durante el Cretácico y ha sido contemplado en los trabajos referidos previamente.

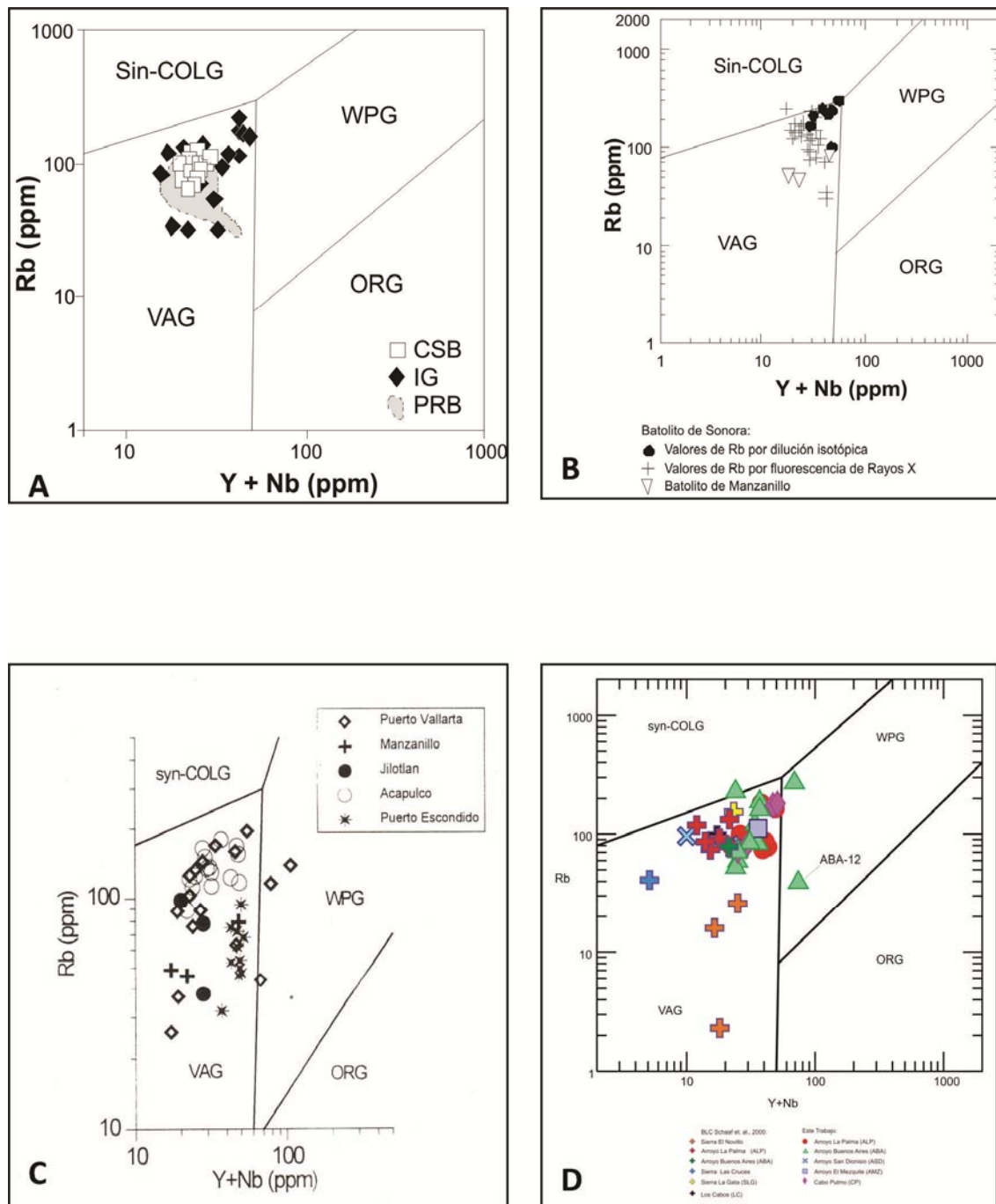


Figura 5.19.- Comparación de los diagramas de discriminación de ambientes tectónicos (Rb vs Y+Nb) de varias regiones del occidente de México: A.- Batolitos de Sonora (Valencia-Moreno et al., 2003, abreviaciones en la figura 5.18), B.- Rocas del Batolito Iaramídico de Sonora (Roldán-Quintana, 2002), se incluyen rocas graníticas de Manzanillo reportadas por Schaaf (1990). C.- Rocas graníticas de Puerto Vallarta, Jalisco; Manzanillo, Colima; Jilotlan y Acapulco, Guerrero; Puerto Escondido, Oaxaca (Schaaf 1990), D.- Rocas graníticas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (este trabajo).

Los patrones de las tierras raras de las rocas graníticas de algunas regiones de Sonora, Sinaloa, Sierras Peninsulares y Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz, se presentan en la figura 5.20A, B, C, D, E, F.

El comportamiento de los patrones de tierras raras de las regiones consideradas, en general, es semejante en la pendiente y la presencia de anomalía de Europio (Eu). También existe una mayor semejanza entre las rocas graníticas de Sierras Peninsulares con las de Sonora así como entre las rocas graníticas de Sinaloa con las de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. La concentración de tierras raras ligeras de las rocas graníticas de Sonora (figura 5.20A) y Sierras Peninsulares (figura 5.20C) es mayor a la de las rocas graníticas de Sinaloa (figura 2.20B) y de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (figura 5.20 D, E, F). Lo mismo sucede para los valores de concentración de tierras raras pesadas típica de rocas calcoalcalinas de ambiente de subducción.

Los patrones de las tierras raras característicos de las rocas graníticas de Sinaloa (figura 5.20B) son similares a los patrones de tierras raras del cinturón oriental de los granitos del batolito de Sierras Peninsulares (figura 5.20C) y granitos del centro de Sonora (figura 5.20A). Los patrones de tierras raras de las rocas graníticas de Sinaloa no muestran la baja concentración de tierras raras pesadas que muestran los patrones de las rocas del cinturón central de Sierras Peninsulares o el patrón en general aplanado del cinturón occidental (figura 5.20 B y C).

El patrón de tierras raras del cinturón oriental del batolito de Sierras Peninsulares (figura 5.20C) reconocido y reportado por Gromet y Silver (1987) muestra similitud con el patrón de tierras raras del batolito de la Costa de Sonora (figura 5.20A). Sin embargo, en el cinturón oriental de Sierras Peninsulares las tierras raras pesadas están ligeramente más fraccionadas (figura 5.20C).

Las rocas graníticas sin deformar (figura 5.20D) y deformadas (figura 5.20E) del Bloque Los Cabos reportadas por Schaaf et al. (2000) y de este trabajo (figura 5.20F) son semejantes a los patrones de tierras raras de Sinaloa y sur de Sonora. En la figura 5.20E se incluyen también las rocas gabroicas de la Sierra de El Novillo en el Bloque Los Cabos. En general la concentración de tierras raras ligeras de las rocas gabroicas del Bloque Los Cabos es menor a la de los granitoides deformados pero la concentración de las tierras raras pesadas es mayor lo cual implica mayor participación de una fuente de manto para las rocas gabroicas.

Las tierras raras de las rocas graníticas laramídicas de noroeste de México muestran una clara variación norte a sur que sugiere que las fuentes de origen de las rocas graníticas pueden variar de manera regular con la posición geográfica esta variación puede ser reproducida por un modelo de asimilación-cristalización fraccionada (AFC) propuesto por DePaolo (1981). Sin embargo, Valencia-Moreno *et al.* (2001 y 2003) consideran que la firma de las tierras raras de los granitos laramídicos del noroeste de México fueron derivados más probablemente de una fuente cortical inferior previamente enriquecida en tierras raras ligeras, como lo sugieren la composición de xenolitos

de corteza profunda por debajo del noreste de México. Sin embargo debido a los datos disponibles a la fecha la mezcla de fundidos derivados del manto no pueden ser excluidos para explicar el comportamiento de las tierras raras. En el caso de los granitos de la costa de Sonora una contribución ligeramente mayor de una fuente del manto en el origen puede explicar la pendiente relativamente plana de las tierras raras y una pequeña anomalía de Eu (Valencia-Moreno *et al.*, 2001, 2003). También Schaaf *et al.* (2000) consideran que el comportamiento de las tierras raras de las rocas graníticas deformadas y sin deformar del Bloque de Los Cabos refleja la participación de material del manto con un componente cortical en el origen de las rocas referidas, lo cual es confirmado por el comportamiento de tierras raras del borde oriental del Bloque de Los Cabos (este trabajo). Esto también aplica para las rocas graníticas Sinaloa.

Las relaciones de ϵNd vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las rocas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz y las regiones del NW de México son mostradas en la figura 5.21.

En la figura 5.21A se representan las rocas del batolitos del norte (NG), centro (CG) y sur (SG) de Sonora (Valencia-Moreno *et al.*, 2001), la figura 5.21 B corresponde a los granitos del batolito de la costa (CSB) y batolitos del interior de Sonora (IG) (Valencia-Moreno *et al.*, 2003), la figura 5.21C muestra los batolitos laramídicos de Sonora (Roldán-Quintana, 2002) y la figura 5.21 D presenta las rocas del batolito de Puerto Vallarta (Schaaf, 1990). La figura 5.21E corresponde a la Provincia Geologica Complejo Plutónico de La Paz (este trabajo).

En Sonora las rocas reportadas por Roldán-Quintana (2002; figura 5.21C) tienen relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con valores bajos (0.70547), lo cual corresponde a las tonalitas que afloran en la costa; mientras que los valores más altos los presentan las rocas de la región central con valores de 0.70715. Todos los valores de ϵNd de las rocas analizadas son negativos (-3.3 a -7.7). Estos contrastes indican posiblemente que los intrusivos en el occidente de Sonora se emplazaron en corteza menos evolucionada o adelgazada, mientras que al oriente la corteza fue más evolucionada y engrosada con una posible acreción de corteza oceánica al continente o bien pueden coincidir con el borde del cratón precámbrico de Norteamérica (Roldán-Quintana, 2002).

Las rocas plutónicas de Sinaloa estudiadas y reportadas por Henry *et al.* (2003) varían en relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7030 a 0.7062; pero todas caen dentro del rango de los granitos reportados por Valencia-Moreno *et al.* (2003).

Las rocas del batolito de Puerto Vallarta recalculadas a 100 Ma en el diagrama de ϵNd vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y reportadas por Schaaf (1990) indican cuatro grupos de rocas graníticas (figura 5.21D).

Las relaciones iniciales de valores de ϵNd , de las rocas con edades de 78 a 58Ma de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz, grafican en el cuarto cuadrante de manera semejante a las de Puerto Vallarta, Sonora, Sinaloa así como el batolito de Sierras Peninsulares (figura 5.21).

En los diagramas de la figura 5.21 se observa que las relaciones de ϵ_{Nd} vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (figura 5.21 E) son similares a las relaciones iniciales de las regiones del NW de México.

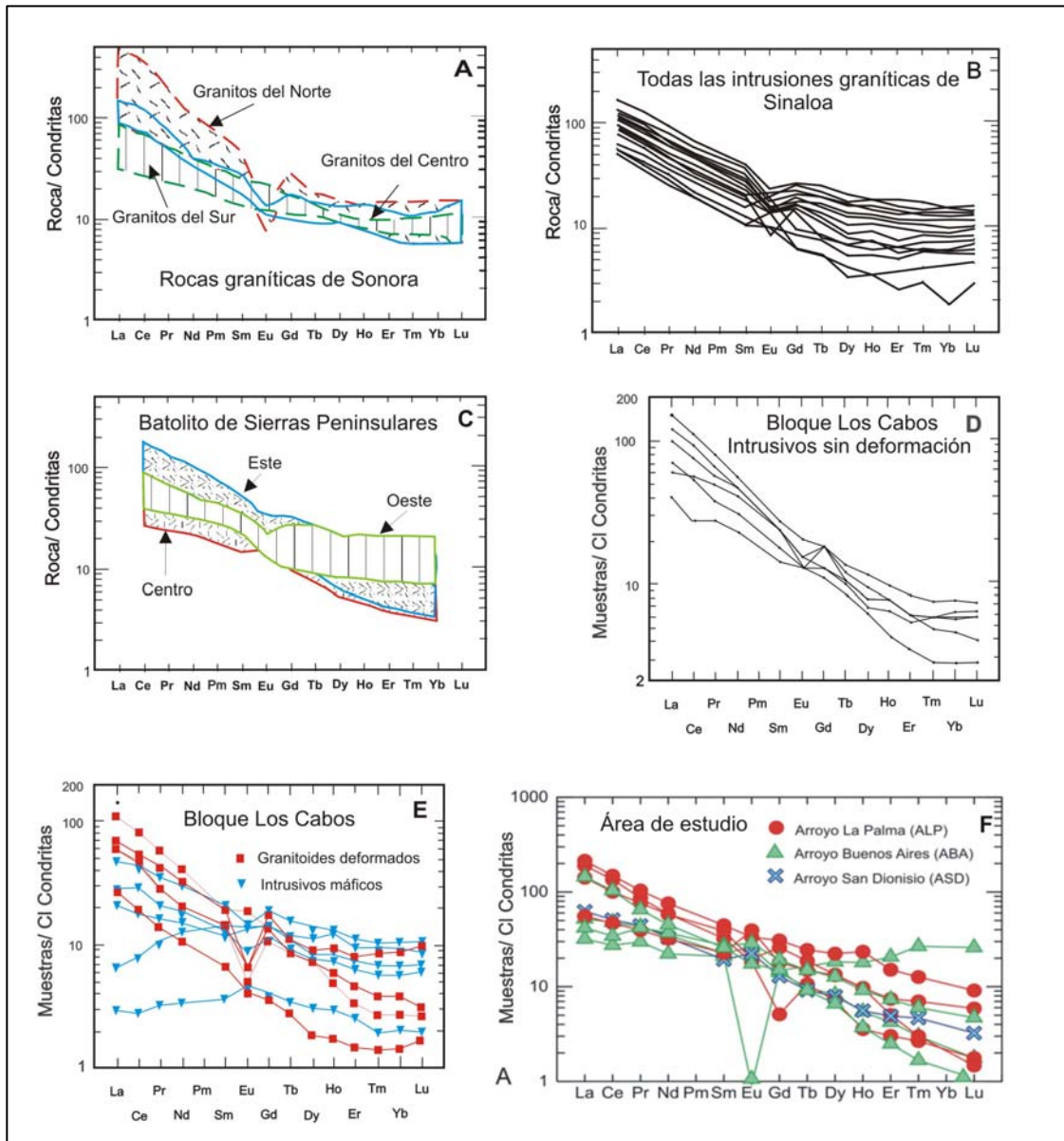


Figura 5.20.- Diagrama comparativo de los patrones de elementos tierras raras (REE) para algunas rocas graníticas del noroeste de México. A.- Patrón de tierras raras de las rocas graníticas del norte, centro y sur de Sonora (tomada y modificada de Valencia-Moreno et al., 2003). B.- Patrón de las tierras raras de los intrusivos graníticos de Sinaloa (modificados de Henry et al., 2003). C.- Patrón de tierras raras de las rocas graníticas del batolito de Sierras Peninsulares (tomado y modificado de Henry et al., 2003). D.- Patrón de las tierras raras de los intrusivos graníticos sin deformar del Bloque Los Cabos. E.- Patrón de tierras raras de los granitoides deformados del Bloque Los Cabos se incluyen algunos intrusivos máficos (D y E tomados y modificados de Schaaf et al., 2000). F.- Patrón de tierras raras de algunas rocas graníticas del Borde Oriental del Bloque Los Cabos (este trabajo).

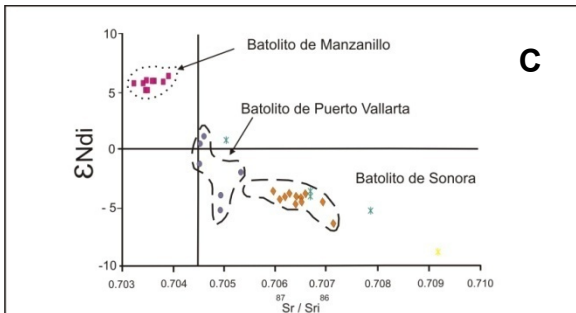
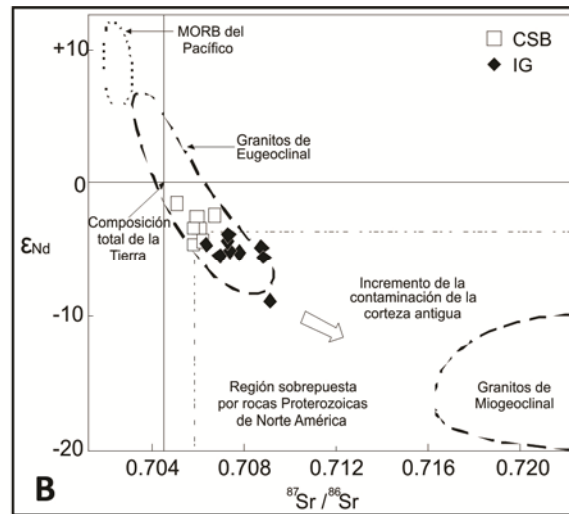
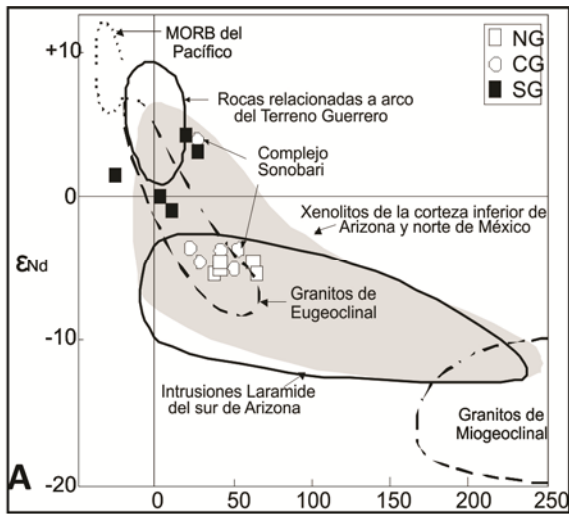
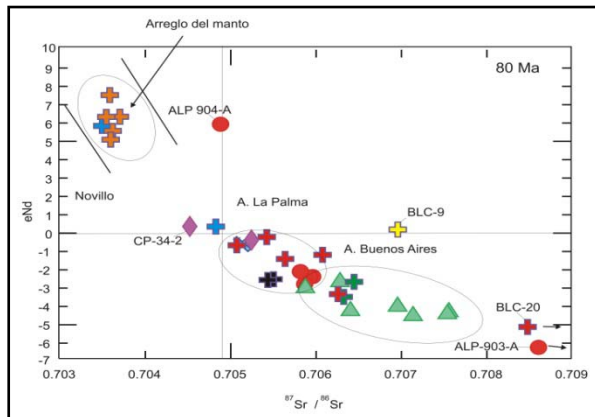
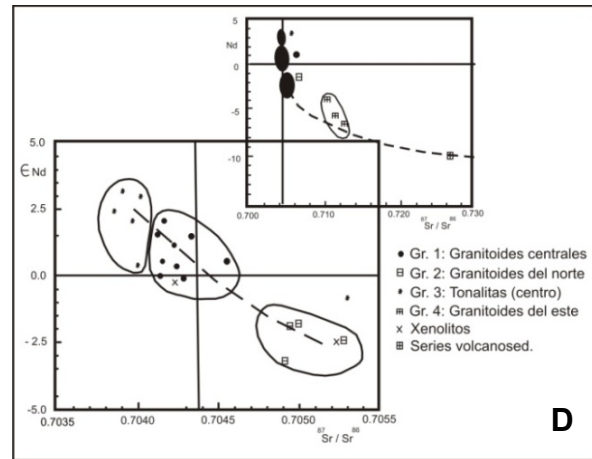


Figura 5.21.- Valores Nd vs Sr/Sr para rocas intrusivas a lo largo del transecto. (♦) Noroeste de Sonora (Schaaf et al., en preparación); (✱) Terreno Cortés (Valencia, 1998); (●) Batolito de Manzanillo (Schaaf, 1990), y (■) Batolito de Puerto Vallarta-Región Central (Schaaf, 1990)



BLC Schaaf et. al., 2000:	Este Trabajo:
Sierra El Novillo	Arroyo La Palma (ALP)
Arroyo La Palma (ALP)	Arroyo Buenos Aires (ABA)
Arroyo Buenos Aires (ABA)	Arroyo San Dionisio (ASD)
Sierra Las Cruces	Arroyo El Mezquite (AMZ)
Sierra La Gata (SLG)	Cabo Pulmo (CP)
Los Cabos (LC)	

Figura 5.21. Diagramas de relaciones iniciales de ϵNd vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ de algunas rocas plutónicas del NW de México y Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz. A.- Rocas de los batolitos del norte (NG), Centro (CG) y Sur (SG) de Sonora (Valencia-Moreno *et al.*, 2001). B.- Batolitos del interior (IG) y granitos de la costa (CSB) de Sonora (Valencia Moreno *et al.*, 2003). C.- Granitos del batolito Laramide de Sonora y otras regiones de México (Roldán-Quintana 2002). D.- Batolito de Puerto Vallarta (Schaaf, 1990). E.- Rocas plutónicas de Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz (este trabajo).

CAPITULO 6.- CONCLUSIONES

1.- En este trabajo se decidió conservar el nombre de Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz, para la región meridional de la Península de Baja California (figura 1.2 y 2.1) y se propone dividirla en siete regiones:

1.- Todos Santos (TS), conformada por rocas metamórficas (orto y paragneis, esquisto, pizarra, milonita) y rocas plutónicas (gabro, tonalita y granodiorita) que definen un cinturón ígneo-metamórfico. El límite oriental del cinturón está marcado por la presencia de rocas miloníticas en contacto con las rocas plutónicas.

2.- Sistema Montañoso Central o Bloque Los Cabos, conformado principalmente, por rocas plutónicas (tonalita, granodiorita y granito) y con rocas metamórficas subordinadas (metasedimentarias y metaígneas) en sus flancos. El bloque es segmentado por fracturas y fallas con orientación WNW casi este-oeste (N80W).

3.- Cuenca San José del Cabo, constituida por rocas sedimentarias marinas del Terciario (Formaciones Calera, Refugio y Trinidad) y rocas continentales de edad del Pleistoceno y del Cuaternario (Formaciones Los Barriles y El Chorro).

4.- Bloque La Paz, que incluye las sierras de Las Cruces y El Novillo, con rocas intrusivas félsicas y máficas, respectivamente. El Bloque La Paz está limitado al oriente por el sistema de falla San Juan los Planes y al occidente por el sistema falla La Paz.

5.- Sierra La Gata, formada por un complejo metamórfico y varios ensamblajes plutónicos y limitada al oriente por la continuación del sistema de falla San José del Cabo y al occidente por un sistema de fallas denominado La Gata.

6.- Cuenca San Juan de Los Planes separando la Sierra Las Cruces de la Sierra La Gata. La cuenca está formada por rocas sedimentarias y un sistema de abanicos fluviales.

7.- El Bloque La Trinidad muestra principalmente afloramientos de rocas plutónicas (granodiorita, tonalita y granito) y volcánicas (derrames riódacíticos) a subvolcánicas.

Al noroccidente de la región meridional de la Península destaca el Valle de la Paz, que separa a las rocas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz de las rocas de la provincia Faja Volcánica de La Giganta, constituida en esta región por una secuencia de rocas volcanosedimentarias y volcánicas de edad entre 28 y 19 Ma.

2.- Las rocas metamórficas del área de estudio fueron agrupadas en un complejo metamórfico que comprende litodemas metasedimentarios y metaígneos (figura 3.2 y tabla 3.2). Las asociaciones mineralógicas y rasgos texturales de las rocas metamórficas estudiadas corresponden a un metamorfismo regional, que alcanzó la facies alta de la anfíbolita (con desarrollo de zonas de migmatitas) y al cual se sobrepuso uno de metamorfismo de contacto de escala regional (con desarrollo de skarn).

Los dos periodos de metamorfismo reconocidos en el área de estudio también se reconocen en las regiones de Todos Santos y Sierra La Gata. Los protolitos de las rocas metamórficas de la región de Todos Santos, Sierra La Gata y del área de estudio representan secuencias sedimentarias acumuladas en una misma cuenca. Sin embargo, en el área de estudio el ambiente de depósito fue más somero que en la región de Todos Santos (cuenca) y más profundo que en la Sierra La Gata. Se considera que la edad de los protolitos de las rocas metamórficas de las tres regiones va del Jurásico Medio a Cretácico Temprano.

En el área de estudio, las migmatitas con estructuras de estromatitas y flebitas están asociadas a las unidades metasedimentarias; por su parte las migmatitas con estructuras dictoníticas y oftalmíticas (figura 3.9) se asocian principalmente a rocas ígneas y se desarrollaron en un ambiente de cizalla dúctil. Sus características reflejan al protolito y a la deformación.

3.- Las rocas intrusivas se agruparon en un Ensamble Plutónico (figura 3.2 y tabla 3.2) en donde dominan las rocas sintectónicas a postectónicas. En los contactos entre las rocas del ensamble plutónico con las rocas del complejo metamórfico del área de estudio se desarrolló una foliación magmática concordante con la foliación de la roca de caja que define la trama tectónica regional, lo cual se interpretó como evidencia de actividad tectónica y emplazamiento magmático simultáneo.

Los endocontactos entre las unidades plutónicas son intrusivos y se desarrollaron en condiciones que van de líquidas a parcialmente cristalizadas. Esto explica la presencia de procesos de *mingling* y estructuras, tales como: brechas magmáticas, bandeamiento por flujo, zonificación y foliación magmática, lo cual permitió inferir las edades relativas entre los eventos magmáticos (tabla 3.2 y figuras 3.2 y 3.3).

La composición modal (figura 3.33), las rocas plutónicas del área de estudio varían de manera progresiva desde las rocas máficas como cuarzodiorita y microdiorita hasta granito. Las rocas máficas tienden a ser más antiguas que las félsicas lo cual se interpreta como un proceso de evolución magmática, pero con un dominio de las fases intermedias y ácidas (figura 3.33). Esta interpretación se apoya también en las relaciones de campo y las edades relativas inferidas por relaciones de corte.

Las características petrográficas de las rocas del área de estudio son interpretadas como evidencia de la presencia de procesos de diferenciación magmática a través de cristalización fraccionada y de asimilación-cristalización fraccionada (AFC). La información petrográfica de las rocas plutónicas estudiadas implica una asociación de rocas calcoalcalinas, relacionada a un sistema de subducción de margen maduro, en un ambiente continental.

4.- Las rocas plutónicas del Borde Oriental del Bloque de Los Cabos presentan un rango amplio en el contenido de SiO₂ (50% - 75%), pero con un marcado dominio volumétrico de las rocas

intermedias a félsicas (ácidas) con 60% a 75% de SiO₂ (figura 4.2). Los elementos mayores concuerdan con las variaciones sistemáticas de los eventos magmáticos registrados y representan, en gran medida, una tendencia producida por diferenciación.

Las características geoquímicas de las rocas plutónicas deformadas y no deformadas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz y las del área de estudio son semejantes. Una excepción son las rocas gabroicas del complejo El Novillo, que son metaluminosas y bajas en K₂O y SiO₂.

La composición geoquímica define a las rocas plutónicas del área de estudio y de la Provincia Complejo Plutónico de La Paz como rocas calcoalcalinas con contenidos medios a altos de potasio (figuras 4.2 y 4.3). Esto es característico de un margen continental activo con cantidades variables de contaminación cortical.

Los elementos traza (figura 4.4) reflejan la participación en el proceso de diferenciación de fases mineralógicas tales como plagioclasa, hornblenda, biotita, feldespato potásico y minerales accesorios como esfena y zircón. La relación de Rb vs (Y+Nb) indica que todas las rocas del área de estudio son granitos de arco volcánico (figura 4.5).

Las rocas muestran un enriquecimiento en tierras raras ligeras y agotamiento relativo en tierras raras pesadas (figura 4.6), típicos de procesos de generación de magmas relacionados a subducción, en donde la participación del manto y su contaminación con material cortical están presentes en diferentes proporciones. También, indican la presencia de granate y plagioclasa en la fuente de origen de la cual se derivó el magma primario de estas rocas.

5.- Las rocas del área de estudio tienen relaciones iniciales de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr relativamente heterogéneas lo cual, junto con los valores negativos de εNd (-1 a -6) con la excepción del gneis anfibolítico La Palma que tiene valores de εNd de + 6.06, implican una participación dominante de material cortical con la participación menor de una fuente derivada del manto.

Las edades modelo, calculadas para las rocas del área de estudio a partir de un modelo de manto empobrecido, varían entre 1.0 a 1.34 Ga y son significativamente más antiguas que su edad de cristalización, lo cual implica que diversos materiales corticales con diferentes edades fueron involucrados en su origen.

Las relaciones de εNd vs ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de las rocas del complejo El Novillo y las del gneis anfibolítico caen dentro del arreglo del manto. El resto de las rocas intrusivas de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz y área de estudio son considerados como rocas más evolucionadas con mayor participación de componentes corticales más antiguos. Los granitoides deformados y sin deformar son semejantes a los intrusivos del área de estudio, así como a las rocas de Cabo Pulmo y se ubican cerca de la composición condrítica (figura 4.7).

6.- Las rocas del área de estudio fechadas por Rb-Sr en biotita y roca total dan edades de enfriamiento entre 78.3 a 69.7 Ma y de 58.7 ± 1.15 Ma, que las ubica en el Cretácico Superior (Campaniano) y Cenozoico (Paleógeno), respectivamente. Adicionalmente, las mismas rocas y minerales fechados por ^{40}Ar - ^{39}Ar dan edades similares a las obtenidas por Rb-Sr (figura 4.9).

Las edades de isócrona por roca entera (WR) de las rocas de los arroyos Buenos Aires y La Palma son 80.8 ± 2.6 Ma y 79 ± 12 , respectivamente, e indican la edad de la cristalización magmática (figura 4.12). Esas rocas también corresponden a un pulso magmático regional registrado en la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz.

Las edades Rb-Sr de roca entera y biotita de 75.5 ± 1.5 Ma del gneis anfibolítico y de 73.8 ± 1.45 Ma del ortogneis Boca de la Sierra son semejantes a las edades obtenidas para el ensamble plutónico del área de estudio y se interpretan como la edad reseteada por el contacto con los magmas de los intrusivos (figuras 4.8 y 4.9 y tabla 4.3).

Las edades recopiladas (figura 4,8) y las obtenidas en la presente investigación (figura 4.9) varían principalmente en dirección de oeste a oriente y norte-sur y representan varias fases magmáticas, en donde las rocas más antiguas corresponden a los gabros (entre 129 Ma y 100 Ma, expuestos en el occidente de la provincia, seguidas del Intrusivo Las Cruces (entre los 100 y 90 Ma) es semejante al magmatismo “tipo La Posta”. Las rocas plutónicas más jóvenes con edades entre 78 y 58 Ma, forman el Bloque Los Cabos, el área de estudio y el Bloque La Trinidad y afloran al oriente del cinturón de gabros y están separados de éste por la falla de La Paz, representan al magmatismo laramídico que esta presente también en Sonora y Sinaloa. Finalmente, está el sistema de diques diabásicos, cuya edad estimada es terciaria (menos de 58 Ma?). Es posible que entre 78 y 58 Ma la migración del arco magmático laramídico en la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz fue mínima. Esto explica la variación aparentemente concéntrica de las edades y la formación del Bloque Los Cabos.

7.- Los elementos estructurales de las rocas del Complejo Metamórfico del área de estudio corresponden a un proceso de deformación continua relacionado con subducción y metamorfismo regional, en donde los procesos tectónicos y magmáticos, que actuaron simultáneamente, y las estructuras planares (foliación) así como las lineales (lineación) caracterizan la trama tectónica regional e indican un periodo de deformación compresiva.

La deformación dúctil asociada a una tectónica compresiva y desarrollada, desde el Cretácico al Cenozoico temprano en las regiones de Todos Santos, Sierra de La Gata y en el Borde Oriental del Bloque Los Cabos sugiere que formó parte de la misma historia dinámica principalmente hasta antes del inicio del magmatismo regional, con una edad de 78 Ma a 58 Ma. Sin embargo, las propiedades reológicas de las unidades involucradas generaron una partición de la deformación, que

puede ser extendida a toda la provincia para explicar los diferentes dominios estructurales. La región de Todos Santos representa la transición trinchera- arco, el Bloque Los Cabos constituye el arco y la región de la Sierra de La Gata corresponde a un dominio tras-arco.

El sistema de fallas regionales de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz orientadas NE-SW (ejemplo: falla San José del Cabo) y el sistema de fallas transversas del área de estudio (WNW, N80W) y del Bloque Los Cabos (figuras 2.16 y 5.15), pertenece a la evolución tectónica del Neógeno, cuando la margen occidental de México fue afectada por el sistema de Cuencas y Sierras iniciando primero su desgarre ortogonal y posteriormente su separación dando lugar al desarrollo de la Provincia Extensional del Golfo de California.

8.- La Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz comparte muchas semejanzas en los rasgos geológicos (tectónicos, magmáticos y evolutivos) con otros complejos cristalinos expuestos en el occidente de México: En Baja California los batolitos de Sierras Peninsulares muestran semejanza con la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz que consiste en una variación en la edad y distribución del magmatismo de oeste (gabros y tonalitas) a este (tonalitas y granitos). En Sonora no se han reportado rocas gabroicas y graníticas con edades anteriores los 90 Ma, sin embargo, el magmatismo posterior (Larámide) es semejante al del área de estudio. La semejanza entre la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz y la región de Sinaloa y Jalisco, sugiere una cercanía geográfica entre ellas antes de la formación del Golfo de California. Adicionalmente, los nuevos datos geológicos, geoquímicos y geocronológicos del área de estudio y de la Provincia Geológica Complejo Plutónico de La Paz apoyan la idea de que la península originalmente estuvo adherida a la margen occidental de México, entre Sinaloa y Puerto Vallarta, hasta antes de los 30 Ma como fue propuesto previamente. Lo anterior también concuerda con los datos paleomagnéticos.

9.- La Provincia Complejo Plutónico de La Paz, por sus características geológicas, estructurales y geoquímicas corresponde al modelo de un margen convergente oblicuo similar al de cinturones orogénicos tipo Andino.

REFERENCIAS CITADAS.

- Anderson, T.H., Silver L.T., Córdoba D.A., Pearson M., y Baentelli, G., 1972, Observaciones geocronológicas sobre los complejos cristalinos de Sonora y Oaxaca, Mexico. Sociedad Geológica Mexicana. Convención Nacional, Memoria, p. 115 - 122.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1974, Late Cretaceous plutonism in Sonora, México, and its relationship to Circum-Pacific magmatism: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 6, p. 484.
- Aranda-Gómez, J.J., 1982, El Basamento Metamórfico en la región de Todos Santos Baja California Sur, informe preliminar. Resúmenes, VI Convención Geológica Nacional. Sociedad Geológica Mexicana, p. 103-104.
- 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, v. 6, p. 103-116.
- 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, v. 7, p. 1-21.
- Aranda-Gómez, J.J., y Pérez-Venzor, J.A., 1989a, Estratigrafía del Complejo Cristalino de la región de Todos Santos, Estado de Baja California Sur. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 149-170.
- Aranda-Gómez, J.J., y Pérez-Venzor, J.A., 1989b, La Evolución geológica del Complejo Cristalino Mesozoico a lo largo de la zona de falla de La Paz, Baja California Sur. Tercer simposium sobre Geología Regional de México. Organizado por Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, del 29 al 30 de mayo, resumen en memorias, p.11.
- Aranda-Gómez, J.J., y Pérez-Venzor, J.A., 1995a, Reconnaissance Geology in the western border of Los Cabos block, Baja California Sur, III Reunión Internacional sobre la Geología de la Península de Baja California. Organizado por la Sociedad Geológica Peninsular, en la Universidad Autónoma de Baja California Sur. La Paz B.C.S., del 17 al 21 de Abril, libro de resúmenes, p. 12.
- Aranda-Gómez, J.J., y Pérez-Venzor, J.A., 1995b, Excursión geológica al Complejo migmatítico de la Sierra de La Gata, B. C. S. III Reunión Internacional sobre la Geología de la Península de Baja California, organizado por la Sociedad Geológica Peninsular en la Universidad Autónoma de Baja California Sur. La Paz, B.C.S, del 17 al 21 de Abril, libretto guía, p. 27.
- Aranda-Gómez J.J., y Pérez-Venzor, J.A., 1997, Active Faults in los Cabos Block, Baja California Sur, México. Compilation for map of major active faults western hemisphere. International Lithosphere Program (ILP), Project II-2. P 27, 3 maps.
- Ashworth, J.R., 1985, Migmatites (lecture in Geological Sciences University of Aston Blackie, Glasgow and London Distributed, 295 pp.
- Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic evolution of western North America: Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 3513-3536.
- Atwater, T., 1989, Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America, in Decker, R.W., ed., Decade of North American geology. Boulder, Colorado, Geological Society of America, p. 21-72.
- Atwater, T., y Stock, J.M., 1998, Pacific-North America plate tectonics of the Neogene Southwestern United States: An update International Geology Review, v. 40, p. 375-402.
- Bacon, R.C., 1986, Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. Journal Geophysical Research, v. 91(36), p. 6091-6112.
- Barbarin, B., 1988, Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint-Julien-la-Vetre Monzogranite (Nord Forez, Massif Central, France). Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 49-59.
- Barbarin, B., 1990, Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. Geological Journal, v. 25, p. 227-238.
- Beal, C.H., 1948, Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, México: Geological Society of America Memoir, 31, 138 pp.
- Beck, M.E., Jr., 1980, Paleomagnetic record of plate-margin, tectonic processes along the western edge of North America. Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 7115-7131.
- Beck, M.E., Jr., 1989, Paleomagnetism of continental North America: Implications for displacement of crustal blocks within the western Cordillera, Baja California to British Columbia, in Mooney, W.D., ed., Geophysical framework of the continental United States. Boulder, Colorado. Geological Society of America Memoir, 172, p. 471-492.
- Beck, M.E., Jr., 1991, Case for northward transport of Baja and coastal southern California. Paleomagnetic data, analysis and alternatives. Geology, v. 19, p. 506-509.

- Bissig, T., Mortensen, J.K., Tosdal, R.M., y Hall, B.V., 2008, The rhyolite hosted volcanogenetic massive sulfide of Cuale Guerrero Terrane, west-central Mexico: Silver-rich base metal mineralization emplaced in a shallow marine continental margin setting. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v, 103, p 141-159.
- Böhnell, H., Morán-Zenteno, D., Schaaf, P., Urrutia Fucugauchi, J., 1992, Paleomagnetic and isotope data from southern México and controversy over the pre-Neogene position of Baja California. *Geofísica Internacional*, v. 31, p. 253-261.
- Böhnell, H., Delgado-Argote, L.A., 2000, Paleomagnetic data from northern Baja California (México): Results from the Cretaceous San Telmo Batholith, in Stock, J.M., ed., *Cenozoic tectonic and volcanism of México: Boulder Colorado*, Geological Society of America, Special Paper 334, p. 157-165.
- Böhnell, H., Delgado-Argote, L.A., y Kimbrough, D.L., 2002, Discordant paleomagnetic data for middle-Cretaceous intrusive rocks from northern Baja California: Latitude displacement, tilt, or vertical axis rotation. *Tectonics*, v. 21, no. 5. DOI 10.1029/2001TC001298.
- Bravo-Pérez, J.R., 2001, Segmentación de la Falla San José del Cabo, Baja California Sur, México Ensenada Baja California. CICECE, Tesis de Maestría, 226 pp (sin publicar).
- Brooks, C., Wendt, I. and Harre, W., 1968, A two error regression treatment and its application to Rb-Sr and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of younger Variscan granitic rocks from the Schwarzwald massif, Southwest Germany. *J. Geophys. Res.*, v. 73, p 6071-6084.
- Brown, M. and Solar, G.S., 1998a, Shear zones systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *Journal of Structural Geology*, v. 20, n. 2-3, p 211-227.
- Brown, M., and Solar, G.S., 1998b, Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology*, v. 20, n 9-10, p.1365-1393.
- Brown, M., and Solar, G.S., 1999, The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression. A syntectonic granite paradigm. *Tectonophysics*, v. 312, p.1-33.
- Brown, M., Averkin, Y.A., McLellan E., Sawyer, E., 1995, Melt Segregation in migmatites, *Journal of Geophysical Research*, v. 100, n. 8, p. 15,655-15,679.
- Burchfiel, B.C., Lipman, P.W. y Zoback (eds), 1992, *The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S.: Geological Society of America, The Geology of North America*, v. G.3, p. 1-7.
- Butler, R.F., Dickinson, W.R., y Gehrels, G.E., 1991, Paleomagnetism of coastal California and Baja California: alternative to large-scale northward transport: *Tectonics*, v. 10. p 561-576.
- Cantagrel, J.M., Didier, J., y Gougard, A., 1984, Magma Mixing: origin of intermediate rocks and "enclaves" from volcanism to plutonism. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 35, p. 63-76.
- Campa, M.F., y Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.
- Campa, U.M.F., 1985, The mexican thrust belt: in D.G. Howell (ed) *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources*, Earth Science Series, n.1, p. 299-313.
- Carrillo Chávez, A., 1990, Mineralogy alteration and genesis of Los Uvares gold deposit, Baja California Sur, México, tesis de maestría Universidad de Cincinnati, 172 pp (inédita).
- Carrillo-Chávez, A., 1992, San Pedro mylonitic gneiss, southern Baja California peninsula: The southernmost and oldest of the Cordilleran metamorphic core complexes. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 24, n. 5, p. 13.
- Castro, A., 1987, On granitoid emplacement and related structures. *A Review*, *Geologische Rundschau*, 76/1, p. 101-124.
- Castro, A., De La Rosa, J.D., y Stephens, W.E., 1990 Magma Mixing in the subvolcanic environment. *Petrology of the Gerena interaction zone near Sevilla, Spain*, *Contribution to Mineralogy Petrology* 105, p. 9-26
- Castro, A., Moreno-Ventas, L., y De La Rosa, J.D., 1991, Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian belt, Spain): Implications for magma mixing, *Geologische Rundschau*, 80/1 p. 109–120. (*Geologische Vereinigung Mendig*).
- Centeno-García, E., y Silva-Romo, G., 1997, Petrogénesis and tectonic evolution of central México during Triassic-Jurassic time, Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, n. 2, p. 244-260.
- Centeno-García, E; Iriondo, A., Talavera, O., Valencia-Moreno V., González C., Schaaf, P., Ladrón de Guevara, M., Sour, F., y Navarro, 2005, Geoquímica, Geocronología y Geoquímica isotópica de rocas pre-Cretácicas del Noroeste de México y su correlación con rocas pre-Cretácicas de Baja California: resultados preliminares. *Actas INAGEQ Número especial dedicado al XV Congreso Nacional de Geoquímica*. Editores: Rodolfo Rodríguez-Ríos, Rubén López-Doncel, Javier Castro-Larragoitia, v. 11, n.1, San Luis Potosí, S.L.P. 19 al 23 de Septiembre.
- Clarke, D.B., 1992, *Granitoid Rocks*, Chapman & Hall, 283 pp.
- Clarke, D.B., 1996, Two Centuries after Hutton's Theory of the Earth: the status of granite Science. In *The Third Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks*, Special Paper 315, Geological Society of

- America, Edited by Brown, M. and Candela P. A; Peck D. L; Stephens W. E; Walker, R. J. and E-an Zen p. 353-361.
- Clark, F. Keeneth, C., Thomas y Damon, P.E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction, related magmatic arcs in México. Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 533-544.
- Comisión Exploradora del Pacífico, 1922, Exploración de la Península de Baja California. Universidad Nacional Autónoma de México, 108 pp.
- Coney, P.J., 1972, Cordilleran tectonics and North America Plate motion: Am. Journal of Science v. 272, p. 603-628.
- Coney, P.J., 1980, Cordilleran Metamorphic Core Complexes: An overview. In Geological Society of America. Crittende, Jr. M.D., Coney, P.J., Davis, H.G., (eds). Cordilleran Metamorphic Core Complexes Memoirs 153, p. 1-31.
- Cross, A.T, y Pilger, H.R. Jr., 1982, Controls of subduction geometry location of magmatic arcs, and tectonics arcs and back-arc regions: geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 545-562.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., y Clark, K.F., 1981, Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, p. 223-238.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M, Roldán, J, y Cocheme, J.J., 1983, El batolito Larámide (90-40 Ma) de Sonora: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A.C., Memoria, XV Convención Nacional, p. 63-95.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., y Roldán-Quintana, J., 1984, The Cordilleran Jurassic arc from Chiapas (southern México) to Arizona. Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 16, n. 6, p. 482.
- De Cserna, Z., 1992, Carta Tectónica de México, En Atlas Nacional de México, Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México: Carta IV.2-1, escala 1: 4000,000, con texto.
- DePaolo, D. J., 1981, A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. Journal of Geophysical Research, v. 86, p. 10470-10488.
- Deer, W.A., Howie, R.A., y Zussman, J., 1997, An introduction to the Rock Forming Minerals, 2nd edition, Longman, 696 pp.
- De La Rosa, J.D., y Castro A., 1990, Estudio patológico de una zona de interacción magmática al Sur del Macizo de Gerena (Zona Surportuguesa, Sevilla): Modelo de mezcla. Boletín Geológico y Minero, v. 101-2, p. 315-332.
- De La Rosa, J.D., y Castro, A., 1991, Las tonalitas ocelares del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla. Implicaciones en mezclas de magmas. Cuaderno laboratorio Xeológico de Laxe Coruña, v. 16, p. 153-168.
- Dickinson, W.R., 1996, Kinematics of transrotational tectonism in the California Transverse Ranges and its contribution to cumulative slip along the San Andreas transform fault system. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 305, 46 pp.
- Dickinson, W.R., y Butler, R.F., 1998, Coastal and Baja California paleomagnetism reconsidered. Geological Society of America Bulletin, v. 110, n. 10, p. 1268-1280.
- Dickinson, W.R., y Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of México. Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 1142-1160.
- Engelbreton, D.C., Cox, A., y Cordón, R.G., 1985, Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin. Boulder, Colorado. Geological Society of America, Special Paper, 206, 64 pp.
- Evensen, N.M, Hamilton P.J, y O'Nions R. K 1978, Rare Earth abundances in chondritic meteorites; Geochim Cosmochim Acta, 42, p. 1199-1212.
- Ferry, J.M y Spear, F.S., 1978, Experimental calibration of the partition of Fe and Mg between biotite and garnet. Contribution Mineralogical Petrology, v, 66; p. 113-117.
- Fletcher, J.F, y Munguía, L., 2000, Active continental rifting in southern Baja California, México. Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California. Tectonics, v. 19, p. 1107-1123.
- Fletcher, J.M., Foster, D., Kohn, B., Ramos-Velázquez, E., 1998. Differential cooling and uplift of the crystalline basement in the La Paz-Los Cabos region. Baja California Sur, México. Geological Society of America Abstr. With Programs 30 (5), Cordilleran Section, 14.
- Fletcher, J.M., Kohn, B.P., Foster, D.A., y Gleadon, A. J. W., 2000a, Heterogeneous Neogene cooling and exhumation of the Los Cabos block, southern Baja California: Evidence from fission-track thermochronology. Geology, v. 28, p. 107-110.
- Fletcher, J.M., Pérez-Venzor, J.A., González-Barba, G, y Aranda-Gómez, J.J., 2003, Ridge-trench interactions and the ongoing capture of the Baja California microplate –new insights from the southern Gulf extensional province, in Geologic transects across Cordilleran México. Guidebook for the field trips of the 99h Geological Society of America Cordilleran section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, México.

- March 29 – 31, 2003. México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, field trip 2, p. 13-31.
- Fletcher, J.M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., Grhrels G.E., 2007, Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, n. 11/12; p. 1313-1336.
- Fletcher, J., Pérez-Venzor, J.A., Aranda-Gómez, J.J., González-Barba, G., Schwennicke T., Nava E., Munguia, L., González, M., Mendoza, R., Ramos, E., 2000b, Peninsular Geological Society field excursion: The Los Cabos Block and the La Paz Fault. Reunión Internacional de la Sociedad Geológica Peninsular, libreta guía.
- Frizzell, V.A. Jr., (ed), 1984a, *Geology of the Baja California Peninsula*. U.S. Geological Survey, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles, California, v. 39. 274 pp.
- Frizzell, V.A., Jr., 1984b, The geology of the Baja California peninsula; An introduction, in Frizzell, V. A., Jr., ed., *Geology of the Baja California Peninsula*: Los Angeles, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Pacific Section, v. 39, p. 1-7.
- Frizzell, Jr, V.A., Fox, L.K., Mooser, F.C., Ort, K.M., 1984c, Late Cretaceous granitoids. Cabo San Lucas Block, Baja California Sur, México. *EOS, Trans. Am. Geophys Union*, 65, p. 1151.
- Fry, N., 1984, The field description of metamorphic Rocks. *Geological Society of London Handbook* (Handbook series editor M.H. de Freitas, Open University Press. John Wiley and Sons), 109 pp.
- Gaitán, Morán J., 1986, On tectonic evidences in the southern peninsular region, Baja California Sur, México." Tesis de Maestría, ITC, Holanda, 110 pp.
- Garrow, P.K., Kimbrough, D.L., Grove, M., Aranda-Gómez, J.J., Ortega Rivera, A., y Pérez-Venzor, J. A., 2002, Recristalización y exhumación del Complejo Metamórfico de La Gata, Bloque de Los Cabos, Baja California, Sur, México, VI Reunión Internacional Sobre la Geología de La Península de Baja California, organizado por la Sociedad Geológica Peninsular, en La Paz, Baja California Sur, del 4 al 6 de abril, libro de resúmenes, p 14.
- Gastil, R.G., 1975, Plutonic zones in the Peninsular Ranges of southern California and northern Baja California. *Geology*, v. 3, p. 361-363.
- Gastil, R.G., 1983, Mesozoic and Cenozoic granitic rocks of southern California and western México. *Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir*, 159, p. 265-275.
- Gastil, R.G., 1993, Prebatholithic history of Peninsular California, in Gastil, G., and Miller, R.H., ed. *The prebatholithic stratigraphy of Peninsular California*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 279, p. 145-156.
- Gastil, R.G., y Miller, R.H., 1983, Pre-batholithic terranes of southern and peninsular California, U.S. A., and México: Status report, in Stevens, C.H., ed., *Pre-Jurassic rocks in western North American suspect terranes*. Los Angeles, California, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 49-61.
- Gastil, R.G., y Miller, R.H., 1984, Prebatholithic paleogeography of peninsular California and adjacent México, in Frizzell, V.A., Jr., ed., *Geology of the Baja California Peninsula*. Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 9-16.
- Gastil, R.G., y Miller, R.H., editors, 1993, *The prebatholithic stratigraphy of Peninsular California*: Boulder, Colorado, Geological Society of America. Special Paper 279, 163 pp.
- Gastil, R.G., Morgan, G.J., y Krummenacher, D., 1981, The tectonic history of peninsular California and adjacent México, in Ernst, W.G., ed., *The geotectonic development of California* (Rubey Volume I). Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, p. 284-306.
- Gastil G.R., Krummenacher, D., Dupont, J., Jensky, W., Bartholemy, D., 1976, La zona Batolítica del sur de California y el occidente de México, *Boletín Sociedad Geologica Mexicana*, v. 37 p. 84–90.
- Geoplot 2001, Versión 1.2
- Gourgaud, A., y Camus, G., 1984, Magma mixing at la Nugère Volcano (Chaine des Puys, Massif Central France): Role in the trachyandesites genesis. *Bulletin Vulcanology*, v. 47 (1), p. 781-805.
- Gromet, L.P., y Silver, L.T., 1983, Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 47, p. 925-939.
- Gromet, L.P., y Silver, L.T., 1987, REE variations across the Peninsular Ranges batholith: Implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *Journal of Petrology*, v. 28, p. 75-125.
- Grove, M., Kimbrough, D.L., y Fletcher, J.M., 2003, Historia de cristalización y termo-cronometría de alta temperatura de rocas del basamento del Bloque de Los Cabos. Reunión anual Unión Geofísica Mexicana. Resúmenes. *Boletín informativo GEOS, época II*, v. 23, n. 2, p. 114-115.
- Hagstrum, J.T., Filmer, P.E., 1990, Paleomagnetic and tectonic constraints on the late Cretaceous to Early Tertiary north-ward translation of the Baja California península. *Geofísica Internacional*, v. 29, p. 175-184.

- Hagstrum, J.T., McWilliams, M., Howell, D.G., and Gromme, C.S., 1985, Mesozoic paleomagnetism and northward translation of the Baja California peninsula. *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, p. 1077-1090.
- Hagstrum, J.T., Sawlan, M.G., Hausback, B.P., Smith, J.G., and Gromme, C.S., 1987, Miocene paleomagnetism and tectonic setting of the Baja California Peninsula, México. *Journal of Geophysical Research*, v. 92, p. 2627-2640.
- Hall, A., 1987, *Igneous Petrology*. Longman Scientific & Technical, 558 pp.
- Hanmer, S. y Passchier, C., 1991, Shear-sense indicators: A review. *Geological Survey of Canada. Paper 90-17*, 72 pp.
- Hausback, B.R., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, México, in Frizzell, V.A., Jr., ed., *Geology of the Baja California peninsula*. Los Angeles, California. Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 219-236.
- Henry, C.D., 1975, *Geology y geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico*. Ph.D Dissertation, University of Texas, Austin. 158 pp.
- Henry, C.D., 1989, Late Cenozoic Basin y Range structure in western México adjacent to the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 1147-1156.
- Henry, C.D., y Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range. Mid-to-late Cenozoic extension in México. *Geology*, v. 20, p. 701-704.
- Henry, C., y Aranda-Gómez, J.J., 2000, Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics*, v. 318, p. 1-26.
- Henry, C.D., y Fredrikson, G., 1987, *Geology of part of southern Sinaloa, México adjacent to the Gulf of California*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Map and Chart Series MCH063, scale 1:250,000, 1 sheet, p.14.
- Henry, C.D., McDowell, F. W., y Silver, L.T., 2003, *Geology and Geochronology of granitic batholithic complex, Sinaloa, México: Implications for cordilleran magmatism and tectonics*, in Johnson, S. E., Peterson, S. R., Fletcher, J.M., Girty, G. H., Kimbrough, D. L., and Martin-Barajas, A., eds., *Tectonic evolution of Northwestern Mexico and the southwestern U.S.A.* Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 374, p. 237-273.
- Hermann, U.R., 1994, The Origin of a "Terrane", U/Pb Zircon systematics, Geochemistry and Tectonics of the Xolapa Complex (Southern Mexico). Tesis Doctoral, 92 pp
- Hermann, U., Nelson, B., y Ratschbacher, L., 1994, The origin of a terrane U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (Southern Mexico). *Tectonics*, 13, 2, p 455-474.
- Hernández-Bernal, M.S. y Morán-Zenteno, D.J., 1996, Origin of the Río Verde Batholith, Southern Mexico as Inferred from its Geochemical Characteristics. *International Geology Review*, v. 38, p. 361-373.
- Hill, R.I., 1988, San Jacinto Intrusive complex 1.- Geology and mineral chemistry, and a model for intermitent recharge of tonalita magma chambers. *Journal of Geophys Research*, v. 93, p. 10325-10348.
- Hirales-Rochin, J., 2004, *Las Migmatitas en el Flanco Oriental de La Sierra de La Gata, Baja California Sur, México: Características Estructurales, Petrográficas e Implicaciones Geológicas*. Departamento de Geología Marina, Universidad Autónoma de Baja California Sur, Tesis de licenciatura (inédita), 130 pp.
- Humphries, F.J., Cliff, R.A., 1982, Sm-Nd dating and cooling history of Scourian granulites; Sutherland, NW Scotland. *Nature* v. 295, p 515-517.
- Hutton, D.H. W., 1988, Granite emplacement mechanisms and tectonic controls. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, v. 79, p. 245-255.
- Iriondo, A.; Nieto-Samaniego, A.F.; Alanis-Alvarez. S.A. y Tolson-Jones, G., 2005, Time constraints for a pseudotachylite event hosted by the Late Cretaceous Las Cruces granite near La Paz, B.C.S., Mexico. *Actas INAGEQ Número especial dedicado al XV Congreso Nacional de Geoquímica Editores: Rodolfo Rodríguez-Ríos, Rubén López-Doncel, Javier Castro-Larragoitia* v. 11, n.1, San Luis Potosí, S.L.P. 19 al 23 de Septiembre.
- Irvin, T.N y Baragar W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal of Earth Science* v. 8, p. 523-548.
- Jäger, E., 1979, Introduction to Geochemistry. In Jäger, E., Hunziker, J. C. (Eds), *Lectures in Isotope Geology*, Springer-Verlag p. 13-29.
- Johannes, W., 1988, What controls partial melting in migmatites?, *Journal of Metamorphic Geology* v. 6, p 451-561.
- Johnson, S.E., Paterson, S.R., y Tate, C.M., 1999, Structure and emplacement history of a multiple-center, cone-sheet-bearing ring complex: The Zarza intrusive complex, Baja California, México. *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, p. 607-619.
- Johnson, S.E., Peterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., y Martin-Barajas, A. (eds.) 2003, *Tectonic evolution of Northwestern Mexico and the southwestern U.S.A.* Boulder, Colorado, Geological Society of America. Special Paper, 374, 477 pp.

- Kart, S.M., y Brew, D.A., 1982, Migmatites of the coast Plutonic-metamorphic complex Southern Alaska, in *The United States Geological Survey in Alaska: Accomplishments During 1982*: Reed K. M., and Bartsch W. (editors), United States Geological Survey Circular, 939, p. 108-111.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Miller, B.V., Rivera-Ortega A., Quintana-Roldán J., 2006, Geochronology and Geochemistry of the Francisco Gneiss: Triassic Continental Rift Tholeiites on the Mexican Margin on Pangea Metamorphosed and Exhumed in a Tertiary Core Complex. *International Geology Review*, v. 48, p. 1-16.
- Kimbrough, D.L., Gastil, R.G., Garrow, P.K., Grove, M., Aranda-Gómez, J.J., y Pérez-Venzor, J.A., 2002, Una Potencial correlación de suites desde el bloque de Los Cabos y el batolito Peninsular, VI Reunión Internacional Sobre la Geología de La Península de Baja California, organizado por la Sociedad Geológica Peninsular, en La Paz, Baja California Sur, del 4 al 6 de abril, libro de resúmenes, p. 9.
- Kornprobst, J., 1999, *Manual de petrología metamórfica y su contexto geodinámico*; ed. Masson, 213 pp.
- Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineralogist*, v. 68, p. 277-279.
- Lapierre, H., Ortiz, E.L., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, Ch. y Zimmermann J.L., 1992, A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 108, p. 61-77.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B., 1986, A chemical classification on volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, v. 7 p. 745-750.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P, Dudek, A., Keller, J., Lemeyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., and Zanettin, B., 1989, *Igneous rocks: A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Cambridge, United Kingdom, Cambridge University Press, p. 236.
- Lister, J.R., y Kerr, R.C., 1991, Fluid -mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. *Journal of Geophys Research*, v. 96, p. 10049-10077.
- Lozano Santa Cruz R., Verma, P.S., Giron, P., Velazco, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F., Chávez, G., 1995, Calibración preliminar de fluorescencia de Rayos-X para análisis cuantitativos de elementos mayores en rocas ígneas, *Actas INAGEQ*, v. 1 p. 203-208.
- LUGIS, 2000, *Manual interno de procedimientos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), métodos de Rb/sr, Sm/Nd, U/Pb, manual inédito*. Institutos de Geofísica y Geología, de la Universidad Nacional Autónoma de México, 13pp.
- Maniar, P.D., y Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p 635-643.
- Martínez-Gutiérrez, G., 1994, *Sedimentary facies of the Buena Vista-San José del Cabo basin*, B. C. S. México (M. S. thesis), Raleigh, North Carolina State University, 125 pp.
- Martínez-Gutiérrez, G., Sethi, P.S., 1997, Mioceno-Plioceno, Sediments within the San José del Cabo basin, Baja California Sur, México, in: Johnson M. E. and Ledesma-Vazquez, J. (eds). *Pliocene carbonates and related facies flanking the Gulf of California*, Baja California, México, Geological Society of America Special Paper, 318, p, 141-166.
- Mason, G.H., 1985, The mineralogy and textures of the Coastal Batholith, Perú. In *Magmatism at a plate edge*, Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing E. J., Beckinsale R. D. (eds), p. 156-166. London: Blackie.
- Mattern, F., Pérez-Venzor, J.A., Pérez-Espinoza, J.E., Hiraes-Rochin, J., 2010, Cretaceous to Cenozoic sequential kinematics in the forearc-arc transition: effects of changing oblique plate convergence and the San Andreas system with implications for the La Paz fault (southern Baja California, México). *International Journal of Earth Sciences*, v. 99, p. 83-99.
- McCloy, C., 1984, Stratigraphy and depositional history of the San Jose del Cabo trough, Baja California Sur, México en: Frizzell, V.A. ed. *Geology of the Baja California Peninsula*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Pacific Section, v. 39, p. 267-273.
- McLellan, E.L., 1988, Migmatite structures in the Central Gneiss Complex, Boca de Quadra, Alaska. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 6, p. 517-542.
- McLellan, E.L., 1989, Sequential formation of subsolidus and anatexic migmatites, in response to thermal evolution, eastern Scotland. *Journal of Geology*, v, 97, p. 165-182.
- Mehnert, K.R., 1968, *Migmatites and the origin of granite rocks*. Elsevier Publishing, Co. Amsterdam, 393 pp.
- Michaud, F., Calmus T., Sosson M., Royer J.Y., Bourgeois J., Chabert, A., Bigot-Cormier F., Bandy B., Mortera-Gutiérrez C., Jérôme Dymont, 2005, La zona de falla Tosco-Abrejos: un sistema lateral derecho activo entre la placa Pacífico y la Península de Baja California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Volumen Conmemorativo del Centenario Grandes Fronteras Tectónicas de México. Tomo LVII, n. 1, p. 53-63.
- Mina, U.F., 1957, Bosquejo geológico del Territorio Sur de la Baja California, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, México, v. 9, n.3-4, p. 139-280.
- Miranda-Avilés, R., 1992, *Estudio geológico a detalle del área San Joaquín-La Gobernadora*, San Antonio Baja California Sur, México. Tesis de Licenciatura, Universidad Autonoma de Baja California Sur (Inédita), 96 pp.

- Molnar, P., y Atwater, T., 1973, Interarc spreading and Cordilleran tectonics as related to the age of subducted oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 41, p. 330-340.
- Morán-Zenteno, D., J., 1992, Investigaciones Isotópicas de Rb-Sr y Sm- Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero. Universidad Nacional Autónoma de México, Unidad de Ciclos Profesionales y de Posgrado, Colegio de Ciencias y Humanidades Posgrado en Ciencias de la Tierra. Instituto de Geología. Tesis Doctoral, 186 pp (sin publicar).
- Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alba-Aldave L., Hernández-Bernal, M.S., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R. G., Schaaf, P. y Silva-Romo, G., 2000, Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, tomo LIII, n. 1, p. 27-58.
- Mullan, H.S., 1975, The West Mexican Batholith and its envelope in the El Fuerte region, Sinaloa, México. University of Liverpool, Tesis Doctoral (inédita), 308 pp.
- Mullan, H.S., 1978, Evolution of the Nevadan orogen in northwestern México. *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, p. 1175-1188.
- Murillo-Muñetón, G., 1991, Análisis petrológico y edades K-Ar de las rocas metamórficas ígneas precenozoicas de la región La Paz-Los Cabos, B.C.S., México. In: First International Meeting on Geology of the Baja California Sociedad Geológica Peninsular, p. 55-56.
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, and K in Carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 357-375.
- Nava-Sánchez, E.H., 1992, Sedimentología de la cuenca de San Juan de los Planes, Baja California Sur, México. Tesis de Maestría, CICIMAR- IPN, México, 178 pp.
- Nieto-Samaniego, A.F. (1994), Deformación tridimensional y patrones complejos de fallas en niveles superficiales de la corteza: Teoría y estudio de tres casos mexicanos. Universidad Nacional Autónoma de México, Unidad de Ciclos Profesionales y de Posgrado, Colegio de Ciencias y Humanidades, Posgrado en Geofísica. Tesis Doctorado, 85 pp. (inédita).
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Tolson, G., y Pérez-Venzor, J.A., 2003, Las Pseudotaquillas de la falla San Juan de los Planes. Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana, GEOS, Boletín informativo v. 23, n. 2, p. 115.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Tolson, G., y Pérez-Venzor, J.A., 2005a, Cinemática, edad y problema de interpretación de las vetas de pseudotaquilla de la falla de Los Planes, La Paz B. C. S. Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana, GEOS, Boletín informativo v. 25, n. 1, p. 103.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Tolson, G., Oleschko, K., Korvin, G., Xu, S.S. y Pérez-Venzor, J.A., 2005b, Spatial Distribution, Scaling and Self-similar Behavior of Fracture Arrays in the Los Planes Fault, Baja California Sur, Mexico: *Pure and Applied Geophysics* v. 162, n. 5, p. 805-826.
- Noble, D.C., 1972, Some observations on the Cenozoic volcanic-tectonic evolution of the great Basin, Western United States: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 17, p. 142-150.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005 North American Stratigraphic Code, *AAPG Bulletin*, v. 9, n. 11, p. 1547-1591.
- Nourse, J.A., 1990, Tectonostratigraphic evolution and strain history of Magdalena Core Complexes, northern Sonora: In G.E. Gehrels and J.E. Spencer (eds). *Geologic Excursion through the Sonoran Desert Region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Survey, Special Paper*, n. 7, p.155-164.
- Nourse J.A., Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1994, Tertiary Metamorphic Core Complexes in Sonora, northwestern Mexico, *Tectonics*, v. 13, p. 1161-1182.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance, *Geofísica internacional*, v. 20, p. 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1982, Evolución Magmática y Metamórfica del Complejo Cristalino de La Paz, Baja California Sur. *Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional*, 6, Programa y Resúmenes, p. 90 (resumen).
- Ortega-Gutiérrez, F., Coney, P.J., Centeno-García, E., Gómez Caballero, A., (eds.) 1993, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Proceedings, Guanajuato, México, 174 pp.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno D., Alaniz-Alvarez, S. A., y Nieto- Samaniego, A. F., 1992, Texto explicativo de la Carta Geológica de la República Mexicana 5a. ed. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; y Secretaría de Energía-Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales. Mapa con texto explicativo, escala 1: 2 000,000 74 pp.
- Ortega-Rivera, M.A., 1997, Geochronological constraints on the thermal and tilting history of the peninsular Ranges Batholith of alta and Baja California: tectonic implications for southwestern North America (México): Queen's University, Kingston, Ontario, Canada, 140 pp. and two appendices including lab data (tesis doctoral, sin publicar).

- Ortega-Rivera, M.A., 2003, Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges batholith of Alta y Baja California: Tectonic implications for Western México in: Johnson: S. E., Peterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G. H., Kimbrough, D. L., and Martin-Barajas, A., eds., Tectonic evolution of Northwestern Mexico and the southwestern U.S.A. Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, 374, p. 297-335.
- Oskin, M., Stock, J., Martin-Barajas, A., 2001, Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California. *Geology*, v. 29, n. 5 p. 459-463.
- Oskin, M. y Stock J., 2003, Cenozoic Vulcanism and tectonics of the continental margins of the Upper delfin basin. Northeastern Baja California and Western Sonora, in Johnson, S. E., Peterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G. H., Kimbrough, D. L., and Martin-Barajas, A., eds., Tectonic evolution of Northwestern Mexico and the southwestern U.S.A. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 374, p. 421-438.
- Pantoja-Alor, J., y Carrillo-Bravo, J, 1966, "Bosquejo geológico de la región de Santiago-San José del Cabo, B. C. S.", Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. XVIII, n. 1-2, p. 1-14.
- Passchier, C.W., Myers J.S., Kröner A., 1990, Field Geology of High-Grade Gneiss Terrains. Springer-Verlag 148 pp.
- Paterson, S.R., y Tobisch, O.T., 1992, Rates of processes in magmatic arcs. implications for timing and nature of pluton emplacement. *Journal of Structural Petrology*, v. 4, p. 291-300.
- Paterson, S.R., y Vernon, R.H., 1995, Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 1356-1380.
- Paterson, S.R., Fowler, T.K., Jr., y Miller R.B., 1996, Pluton emplacement in arcs: a crustal-scale exchange process. The Third Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks, Special Paper 315, GSA, Edited by Brown, M. y Candela P.A; Peck D.L; Stephens W.E; Walker R.J. and E-an Zen, p. 115-124.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H., y Fowler, T.K., 1991, Aureole Tectonics. In: Kerrick, D.M. (ed), Contact Metamorphism. Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*, v. 26, p. 673-722.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H., y Tobisch, O.T., 1989, A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 349-363.
- Patterson, D.L., 1984, Paleomagnetism of the Valle Formation and the Late Cre-taceous paleogeography of the Vizcaino Basin, Baja California, México. In Frizzell, V.A., Jr., ed., *Geology of the Baja California peninsula*. Los Angeles, California, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v, 39, p. 173-182.
- Pattison, D.M., y Harte, B., 1988, Evolution of structurally contrasting anatectic migmatites in the 3-kbar, Ballachulish aureole Scotland. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 6. p. 475-494.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrama for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu área, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol*, v. 58, p. 63-81.
- Perchuk, L.L. y Lavrent'eva, I.V., 1983, Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet- biotite. In: Saxena, S.K. (ed) *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*. New York (Springer), p 199-240.
- Pérez-Espinoza, J.E., y Pérez-Venzor, J.A., 2001, Caracterización de las estructuras cinemática y petrografía del sistema Falla San José en el margen oriental del Bloque de Los Cabos, Baja California Sur, México. (Avance de tesis). X Jornadas Académicas Universidad Autónoma de Baja California Sur, Área Interdisciplinaria d Ciencias del Mar, Departamento de Geología Marina, realizadas del 28 y 29 de noviembre, Libro de resúmenes, p 10.
- Pérez-Espinoza, J.E., y Pérez-Venzor, J.A., 2002, Caracterización de las estructuras y cinemática del sistema de Falla San José del Cabo en el Arroyo Buenos Aires, Baja California Sur, México, XI Jornadas Académicas Universidad Autónoma de Baja California Sur, Área Interdisciplinaria de Ciencias del Mar, Departamento de Geología Marina, realizadas del 21 al 22 de noviembre, Libro con resúmenes, sin paginación.
- Pérez-Espinoza, J.E., Pérez-Venzor, J.A., e Hirales-Rochin, J., 2000, El Sistema de Falla San José del Cabo, un buen ejemplo de deformación frágil, IX Jornadas Académicas organizadas por la Universidad Autónoma de Baja California Sur, Área Interdisciplinaria de Ciencias del Mar, efectuadas en Noviembre, Libro de resúmenes, sin paginación.
- Pérez-Venzor, J.A., 1993, Estudio Geológico de las Sierras Santa Martha y La Gata, Baja California Sur: informe preliminar, II Reunión Internacional sobre Geología de la Península de Baja California, Sociedad Geológica Peninsular. Realizado en Ensenada B. C., del 19 al 23 de abril, libro de resúmenes, sin paginación.

- Pérez-Venzor, J.A., 2000, Migmatitas en el flanco Oriental del Bloque de Los Cabos B. C. S., México. Segunda Reunión Nacional de Ciencias de La Tierra, resúmenes con programas, GEOS, Boletín Informativo, época II, v. 20, n. 3, p. 248, Puerto Vallarta, Jalisco, octubre.
- Pérez-Venzor, J.A., y Aranda-Gómez, J.J., 1991, Estudios geológicos en el límite entre el Bloque de Los Cabos y el Istmo de La Paz. Primera Reunión internacional Geología de la Península, organizada por la Sociedad Geológica Peninsular. Realizado en la Universidad Autónoma de Baja California Sur, libro de resúmenes, p. 61.
- Pérez-Venzor, J.A., y Aranda-Gómez, J.J., 1995, The Migmatitic complex of Sierra de La Gata, B.C.S., A preliminar report, III Reunión Internacional sobre la Geología de la Península de Baja California organizado por la Sociedad Geológica Peninsular en la Universidad Autónoma de Baja California Sur, La Paz B.C.S., del 17 al 21 de Abril, libro de resúmenes p.146.
- Pérez-Venzor, J.A., Schaaf, P., 1998, Rasgos geológicos del flanco Oriental del Bloque de Los Cabos, B. C. S., México (avances). Editado por Campos-Enriquez, O y Urrutia-Fucugauchi, J. en el Primer Simposium del Posgrado de Ciencias de La Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México. Memorias, p .67.
- Pérez-Venzor, J.A., Aranda-Gómez, J.J., y Martínez-Camacho, G., 1994, Los intrusivos máficos en la frontera norte del Bloque de Los Cabos, B. C. S., Características geológicas y significado tectónico, XII Convención Geológica Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, libro de resúmenes, p. 137-138 Toluca, Estado de México, noviembre 20 al 23.
- Pérez-Venzor, J.A., Aranda-Gómez, J.J., Montoya Camacho, C.N., 1997a, Geología de la región meridional de la Península de Baja California, IV Reunión Internacional sobre Geología de la Península de Baja California, organizado por la Sociedad Geológica Peninsular, efectuado en la Universidad Autónoma de Baja California del 6 al 9 de abril, Ensenada, Baja California, libro de resumen y Memorias, sin paginación.
- Pérez-Venzor, J.A., Montoya-Camacho, C.N., e Ibarra-González, R., 1992a, Análisis geomorfológico estructural en la región sur de la Península de Baja California, México. XI Convención Geológica Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana realizada en Puerto de Veracruz del 5 al 8 de Julio, libro de resúmenes, p. 156.
- Pérez-Venzor, J.A., Fletcher, J., y Aranda-Gómez, J.J., 1997c, Principales Rasgos estructurales en el flanco Oriental del Bloque de Los Cabos, Baja California Sur, México. Reunión anual de La Unión Geofísica Mexicana. GEOS. Boletín informativo época II, v. 17 p. 227, Puerto Vallarta, Jalisco. México.
- Pérez-Venzor, J.A., Hiraes-Rochin, J., Pérez-Espinoza, J.E., 2000, Migmatitas en el Bloque de Los Cabos, B. C. S. México, IX Jornadas Académicas organizadas por la Universidad Autónoma de Baja California Sur, Área Interdisciplinaria de Ciencias del Mar, efectuadas en Noviembre, Libro de resúmenes, sin paginación.
- Pérez-Venzor, J.A., Miranda-Avilés, R., Puy-Alquiza, M.J., 1992b, Características de los afloramientos del sistema de Falla de La Paz, entre la Ciudad de La Paz y San Juan de Los Planes, B. C. S. México, XI Convención Geológica Nacional, de la Sociedad Geológica Mexicana, Libro de resúmenes p. 157. Realizado en Veracruz ,del 5 al 8 de Julio.
- Pérez-Venzor, J.A., Puy-Alquiza, M.J., y Aranda-Gómez, J.J., 1991, Cartografía Geológica escala 1: 50 000 de las Sierras de El Novillo y La Trinchera, B.C. S., México, Primera Reunión Internacional sobre Geología de la Península de Baja California, organizada por la Sociedad Geológica Peninsular, en la Universidad Autónoma de Baja California Sur, libro de resúmenes, p. 63.
- Pérez-Venzor, J.A., Aranda-Gómez, J.J., Schaaf, P., y Böhnell, H., 1997b, Geología del Borde Oriental del Bloque de Los Cabos, Baja California Sur, México. Reunión anual de La Unión Geofísica Mexicana. GEOS. Boletín informativo época II, v. 17 p. 228, Puerto Vallarta Jal. México.
- Pérez-Venzor, J.A., Aranda-Gómez, J.J., Hiraes-Rochin, J., Pérez-Espinoza, J.E., y Velez-Galido A., 1996a, Rasgos morfoestructurales de la región meridional de la Península de Baja California, México. XIII Convención Geológica Nacional realizada en La Paz B. C. S del 24 al 28 de noviembre, libro de resúmenes, p. 28.
- Pérez-Venzor, J. A., Ortiz-Arroyo, E., Martínez-Granados I., González-Trujillo, B., Jacome, A., Beltrán-Castro I., 1996b, Resultados de un estudio geológico en la región de Pescaderos (SW del Bloque de Los Cabos), Baja California Sur, México. XIII Convención Geológica Nacional de La Sociedad Geológica Mexicana realizada en la Paz, B. C. S., del 24 al 28 de noviembre, libro de resúmenes, p. 34.
- Petit, J.P., 1987, Criteria for sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 577-608.
- Petford, N., 1996, Dyques or Diapirs. In *The Third Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks*, Special Paper 315, Geological Society of America, Edited by Brown, M. and Candela P. A; Peck D.L; Stephens W.E; Walker, R. J. and E-an Zen, p. 105-114.
- Pitcher, W.S., 1979, The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *J. Geol. Soc. London*, v. 136, p. 627-662.

- Pitcher, W.S., 1982, Granite type and tectonic environment. In: Hsu. K. (Ed.), Mountain Building Processes. Academic Press, London, p. 19-40.
- Pitcher, W.S., 1991, Synplutonic dykes and mafic enclaves. Didier J., and Barbarin B., (eds) Enclaves and Granite Petrology Elsevier Amsterdam Ch. 28. p. 383-391.
- Pitcher, W.S., 1993, The Nature and Origin of Granite, Blackie Academic & Professional, 321 pp.
- Pitcher, W. S., Atherton, M.P., Cobbing, E. J., y Beckinsale, R. D., 1985, Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes. New York, Halsted Press, John Wiley & Sons, 328 pp.
- Puy-Alquiza Ma. J., 1992, Caracterización Geológica–Estructural del sistema de falla San Juan de Los Planes y su relación con las unidades litológicas adyacentes, Baja California Sur, México. Universidad Autónoma de Baja California Sur, Departamento de Geología Marina, tesis de licenciatura (inédita), 156 pp.
- Ramos-Velázquez, E., 1998, Características de la deformación de las rocas cristalinas Cretácicas de la región E-SE de la ciudad de La Paz, B.C.S., México, Centro de investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) Tesis de maestría (inédita), 122 pp.
- Ramos-Velázquez, E., Calmus, T., Valencia, V., Iriondo A., Valencia-Moreno, M. y Bellon H., 2008, U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the coastal Sonora batholith: New insights on Laramide continental arc magmatism. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 25, n. 2, p. 314-333.
- Reid, J.B., Jr.; Evans, O. C., y Fates, D.G., 1983, Magma mixing in granitic rocks of Central Sierra Nevada, California. Earth and Planetary Science Letters, v. 66, p. 243-261.
- Riewe, L., 1998, Zur Geologie, Petrographie und Geochemie des nordwestlichen La Paz Kristallinkomplexes, Baja California Sur, Mexiko. Diploma Thesis, University of Munich, Germany, 111 pp.
- Roldán-Quintana, J.S.F., 2002, Caracterización Geológico-Geoquímica y evolución del arco magmático Mesozoico-Terciario entre San Carlos y Maycoba, Sur de Sonora, Universidad Nacional Autónoma de México, Unidad de Ciclos Profesionales y de Posgrado, Colegio de Ciencias y Humanidades Posgrado en Ciencias de La Tierra, Instituto de Geología, Tesis Doctoral (inédita), 185 pp.
- Rollinson, H., 1996, Using geochemical data. Evaluation, presentation, interpretation, 352 pp.
- Sánchez-Rubio, G., Reyes-Salas, A.M., Pérez-Venzor, J.A., Robles-Camacho, J., Vázquez, J.T., 1997, El gabro La Palmilla, Baja California Sur, México, IV Coloquio de Mineralogía, organizado por la Sociedad Mexicana de Mineralogía, del 4 y 5 de diciembre, Ciudad de México, resúmenes, p. 2.
- Sawyer, E.W., 1996, Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas, The Third Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks, Special Paper 315, Geological Society of America, Edited by Brown, M. and Candela P. A; Peck D. L; Stephens W. E; Walker, R. J. and E-an Zen, p. 85-93.
- Sawyer, E.W., 1998, Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the Significance of diatexites. Journal of Petrology, v. 39, n. 6, p. 1147-1167.
- Schaaf, P., 1990, Isotopengeochemische Untersuchungen an granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes: Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco. Ph.D. Thesis, University of Munich, Germany, 220 pp.
- Schaaf, P., Böhnell, H., y Pérez-Venzor, J.A., 1997, Isotopic data on Los Cabos and Jalisco block granitoids: Paleogeographic implications [abs. Eos (Transactions, American Geophysical Union), v. 78, p. F844.
- Schaaf, P., Böhnell, H., y Pérez-Venzor, J.A., 2000, Pre-Miocene palaeogeography of the Los Cabos block, Baja California Sur: geochronological and paleomagnetic constraints. Tectonophysics, v. 318, p. 53-69.
- Schaaf, P., Heinrich, W., y Besch, T., 1994, Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosi, central México: evidence from a granulite-facies xenolith suite. Chemical Geology v. 118, p. 63-84.
- Schaaf, P., Schürzinger, A., y Pérez-Venzor, J.A., 1999, Los intrusivos Noríticos de El Novillo, Bloque de Los Cabos, B. C. S.: Historia magmática y datos geoquímicos e isotópicos, Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, realizada en Puerto Vallarta Jalisco, octubre, publicado por GEOS, Boletín Informativo época II, v. 19, n. 4. p. 275.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern México: Geochronological evidence. Tectonics, v. 14, p. 1339-1350.
- Shaw, S.E., Todd, V.R., y Grove, M., 2003, Jurassic peraluminous granites in the axial zone of the Peninsular Ranges, southern California, in Johnson, S. E., Peterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G. H., Kimbrough, D. L., and Martín-Barajas, A., eds., Tectonic evolution of Northwestern Mexico and the southwestern U.S.A. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 374, p. 157-183.
- Schmidt, K.L., y Paterson, S.R., 2002, A doubly vergent fan structure in the Peninsular Ranges batholith: Transpression or local complex flow around a continental margin buttress?. Tectonics, v. 21, n. 5. DOI 10, 1029/2001TC001353
- Schürzinger, A., 2004, Metamorphe und strukturelle Entwicklung des La Paz Kristallinkomplexes, Baja California Sur, Mexiko, Ph.D. Thesis, University of Munich, Germany. 140 pp.

- Sedlock, R.L., 2003, Geology and tectonics of the Baja California Peninsula and adjacent areas, in Johnson, S. E., Peterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G. H., Kimbrough, D. L., and Martin-Barajas, A., eds., Tectonic evolution of Northwestern Mexico and the southwestern U.S.A. Boulder, Colorado, Geological Society of America. Special Paper, 374, p. 1-42.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México. Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, 278, 153 pp.
- Sibson, R.H., 1977, Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Geological Society of London*, v. 133, p. 190-213.
- Sierra-Rodríguez, J.C., 1988, Cartografía geológica de la porción NE de la hoja El Rosario, Baja California Sur, México, F-12-B-23 escala 1: 50 000. Universidad Autónoma de Baja California Sur, México. Tesis de Licenciatura (inedito), 92 pp.
- Silver, L.T., y Chappell, B.W., 1988, The Peninsular Ranges batholith: An insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, v. 79, p. 105-121.
- Silver, L.T., Taylor, H.P., y Chappell, B., 1979, Some petrological, geochemical and geochronological observations of the Peninsular Ranges near the international border of the U.S.A. and México, in Todd V.R (eds.). *Mesozoic crystalline rocks: San Diego, California*. Department of Geological Sciences. San Diego State University, p. 83-110.
- Simpson, C., 1985, Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal Structural Geology*, v. 7, p. 503-511.
- Sparks, R.S.J., y Marshall, L.A., 1986, Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 39, p. 99-124.
- Spear, F.S, 1997, *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Monograph. MSA, Washington 738 pp.
- Spencer, J.E., y Normark, W.R., 1979, Tosco-Abreojos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, México. *Geology*, v. 7, p. 554-557.
- Solar G.S., Pressley, R.A., Brown M., y Tucker, R.D., 1998, Granite ascent in convergent orogenic belts, testing a model *Geology*, v. 26, p. 711 - 714.
- Streckeisen, A.L., 1976, To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, v. 12, 33 pp
- Stewart, J.H., 1971, Basin and Range structure: A system of horst and grabens produced by deep-seated extension: *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 1019-1044.
- Stewart, J.H., y Roldán-Quintana, J., 1991, Upper Triassic Barranca Group, nonmarine and shallow marine rift-basin deposits of northwestern Mexico :*Geological Society of America Special Paper* 254, p. 19-36.
- Symons, D. T. A., Walawender, M.J., Smith, T.E., Molnar, S.E., Harris, M.J., y Blackburn, W.H., 2003, Paleomagnetism and geobarometry of the La Posta pluton, California, in Johnson, S. E., Peterson, S. R., Fletcher, J. M., Girty, G. H., Kimbrough, D. L., and Martin-Barajas, A., eds., Tectonic evolution of Northwestern Mexico and the southwestern U.S.A. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, v. 374, p. 135-155.
- Teissere, R.F., y Beck, M.E., Jr., 1973, Divergent Cretaceous paleomagnetic pole position for the Southern California batholiths. *U.S.A. Earth and Planetary Science Letters*, v. 18, p. 296-300.
- Tobisch, O.T Paterson, S.R.- 1988, Analysis and interpretation of composite foliations in areas of progressive deformation, *Journal of Structural Geology*, v. 10, n. 7, p. 745-754.
- Todd, V.R., Erskine, B.G., y Morton, D.M., 1988, Metamorphic and tectonic evolution of the northern Peninsular Ranges batholith, in Ernst, W .G., ed., *Metamorphism and crustal evolution of the western United States*, Rubey Volume VII. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, p. 894-937.
- Todd, V.R., Shaw, S.E., Hammarstrom, J.M., 2003, Cretaceous plutons of the Peninsular Range Batholith, San Diego and Westernmost Imperial Counties, California: Intrusion across a Late Jurassic continental margin, in Johnson, S.E., Peterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., and Martin-Barajas, A., eds., Tectonic evolution of Northwestern Mexico and the southwestern U.S.A. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, v. 374, p. 185-235.
- Todd, V.R., Girty, G.H., Shaw, S.E., y Jachens, R.C., 1991, Geochemical, geochronologic, and structural characteristics of Jurassic plutonic rocks. Peninsular Ranges, California. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 23, n. 5, p. 249.
- Tolson, G., 1998, Deformación, Exhumación y Neotectónica de la margen continental de Oaxaca: Datos Estructurales, Petrológicos y Geotermobarométricos. Universidad Nacional Autónoma de México, (Unidad de Ciclos profesionales y de Posgrado Colegio de Ciencias y Humanidades). Posgrado en GEOFISICA. Tesis doctoral, 98 pp (inédita).
- Valencia-Moreno, M., Ruíz, J., y Roldán-Quintana, J., 1999. Geochemistry of Laramide granitic rocks across the southern margin of the Paleozoic North American continent. Central Sonora, México. *International Geology Review*, v. 41, p. 845-857.

- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M.D., Palchett, P.J., Zürcher, L., Hodkinson, D.G., y Roldán-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern México: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement Geological Society of America Bulletin, v. 113 n. 11, p. 1409-1422.
- Valencia-Moreno, M., Ruíz, J., Ochoa-Landin, L., Martínez-Serrano, R., y Vargas-Navarro, P., 2003, Geochemistry of the Coastal Sonora Batholith, Northwestern México. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 40, n. 6, p. 819-831.
- Valdivia-Pimentel, D., y Pérez-Venzor, J.A., 2004, Características petro-estructurales de las pegmatitas, XIII Jornadas Académicas organizadas por la Universidad Autónoma de Baja California Sur, Área Interdisciplinaria de Ciencias del Mar, efectuadas del 25 al 29 de octubre, libro de resúmenes sin paginación.
- Walawender, M.J., Gastil, R.G., Clinkenbeard, J.P., McCormick, W.V., Eastman, B.G., Wernicke, R.S., Wardlaw, M. S., Gunn, S. H., y Smith, B. M., 1990, Origin and evolution of the zoned La Posta-type plutons, eastern Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California, in Anderson, J.L., ed., The nature and origin of Cordilleran magmatism: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Memoir, 174, p. 1-18.
- Weinberg, E.W., 1996, Ascent mechanism of felsic magmas: new and views, The Third Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks, Special Paper 315, Geological Society of America, Edited by Brown, M. and Candela P.A; Peck D.L; Stephens W.E; Walker R.J. and E-an Zen, p. 95-104.
- Wetmore, P.H., Schmidt, K.L., Paterson, S.R., y Herzig, C., 2001, Tectonic implications for the along-strike variation of the Peninsular Ranges Batholith, Southern and Baja California. *Geology*, v. 30, p. 247-250.
- Wetmore, P.H., Herzig, C., Alsleben, H., Sutherland, M., Schmidt, P.W., y Paterson, S.R., 2003, Mesozoic tectonic evolution of the Peninsular Range of southern and Baja California, in Johnson, S.E., Peterson, S. R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., and Martin-Barajas, A., eds., Tectonic evolution of Northwestern Mexico and the southwestern U.S.A. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 374, p. 93-116.
- Williams, H., Turner, F., y Gilbert, C.H., 1980, Petrografía (introducción al estudio de las rocas en sección delgada). Cia. Editorial Continental S.A. México, 430 pp.
- Wilson, W., 1989, Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach. London, Unwin Hyman, 466 pp.
- Winkler, H. G. F., 1976, Petrogénesis de rocas metamórficas; H. Blume Ediciones, 346 pp.
- York, D., 1984, Cooling histories from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra: Implications for Precambrian plate tectonics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 12, p. 383-409.
- Zanchi, A., 1994, The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California, México from Basin and Range extension to transtensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 1619-1639.
- Zorpi, M.J., Coulon, C., Orsini, J.B., y Cocirca, C., 1989, Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, v. 157. p. 315-329.
- Z.Flores, E., 1998. Geosudcalifornia (geografía, agua y ciclones) Universidad Autónoma de Baja California Sur, México, 277pp.

ANEXOS

Tabla 3.1 Concentrado de información de los trabajos realizado en las rocas del área de estudio. Estación, Coordenadas (UTM); localidad; unidad litológica, petrografía; Elementos Mayores (EM); Elementos Traza (ET); Tierras Raras (REE); Isotopia(Rb-Sr y Sm-Nd); Fechamientos Rb- Sr en biotita (bi), muscovita (ms), feldespato (Felk), roca total (WR); Fechamientos con Sm-Nd en granate y roca total (gte- WR); fechamientos Ar-Ar en biotita (bi) y hornblenda (hb); analisis de granate por microsonda (Gte); X: informacion con que se cuenta Petrografía: conteo de puntos, X solo descripción petrográfica. I: intrusivo, diq: diques, Fms: formaciones, ogn: ortogneis, calco: calcosilicatos, esq: esquistos, gn: gneis, gr: granito, FSJC: Falla San José del Cabo.

ESTACION	UTM		UNIDAD LITOLÓGICA	Petro	E.M	E.T	REE	Rb-Sr WR	Rb-Sr	Sm-Nd	Edad modelo	Ar-Ar	Gte
	X_Coord	Y_Coord											
A. BUENOS AIRES													
ABA-1	615780	2613650	I Matancitas	X	X	X	X	X	BI		X		
ABA-3	621420	2618379	I. Buenos Aires	X	X	X	X	X	Ms	GTE- WR	X		
ABA-11	611870	2620376	Diq Mata Gorda en I. Matancitas	X									
ABA-12	617172	2620338	Diq Mata Gorda y brechas en I. Matancitas	X	X	X							
ABA-15	618411	2615172	I. Los Llanitos	X	X	X	X						
ABA-18	619629	2617086	I. Buenos Aires, Diq El Álamo y Mata Gorda en I Matancitas	X	X	X		X			X		
ABA-18-B	619629	2617086	I Matancitas	X	X	X		X			X		
ABA-18-C	619629	2617086	I. Los Llanitos	X	X	X		X			X		
ABA-37 A	623529	2618742	Diqu Pegmatitas						Ms- Feldk	Gte	X		X
ABA-37-B	623529	2618742	I. Virgencita Fina o Buenos Aires fino	X	X	X		X	X		X		
ABA-37-C	623529	2618742	I. Virgencita (gruesa)	X	X	X		X	X		X		
ABA-37-C-4	623529	2618742	I. Matancitas	X									
ABA-927	612654	2614960	Diq Mata Gorda en I. Matancitas	X	X	X							
ABA 927-B	612654	2614960	I. Matancitas y La Palma	X									
ABA-928	612361	2615208	I. La Palma y Matancitas	X	X	X							
A. SAN DIONISIO													
ASD-38-B	613334	2606933	I. La Palma	X									
ASD-33	618787	2604682	Diq El Álamo e I. Matancitas	X									
ASD-33-B	618787	2604682	Diq El Álamo e I. Matancitas	X	X	X							
ASD-33-B-2	618787	2604682	Diq El Álamo e I. Matancitas	X									
ASD-15-16	622642	2604770	I. Virgencita y Aluvón	X							X		
ASD-18	624399	2603252	I. Virgencita	X	X	X	X	X	X		X		
ASD-18-B	624399	2603252	I. Virgencita	X									
A. SOL DE MAYO													
ASM-7	622153	2599633	Esq y Pgn Portezuelo	X									
ASM8	622352	2599595	Ogn Boca sierra con esq Portezuelo	X									
A. BOCA DE LA SIERRA													
ABS-30	620125	2587206	Diq Boca de La Sierra en ogn migmatita y esquistos	X	X	X							
ABS-31	620687	2586632	I. Los Llanitos	X									
ABS-14	616851	2587042	Ogn Boca de La Sierra										
ABS-15	616605	2587374	Ogn Boca de la Sierra y esq Portezuelo	X									
A. PORTEZUELO													
APZ-7 (315)	615575	2581425	Gn anfibolítico y esq Portezuelo	X									X
APZ -10	615873	2582002	Gn anfibolítico										X
APZ-316	615873	2582002	Gn anfibolítico, Calco y esquistos Portezuelo	X									
APZ-11	616117	2581811	Gn anfibolítico y calco	X									
APZ-12	616087	2581423	Gn anfibolítico y esq Portezuelo	X									
APZ-16	617215	2581133	Esq Portezuelo y ogn	X									
APZ-17	617749	2580752	Ogn, Esq y gn migmatítico	X									
APZ-18	618099	2580813	Esq, ogn y gn migmatítico	X									
A. EL MEZQUITE													
AMZ-3	617357	2575132	I. Matancitas foliado	X									
AMZ-7A y B	618487	2575491	I. Matancita Foliado y enclaves	X	X	X							
AMZ-7-	618487	2575491	Esq Portezuelo con calco El Mezquite	X	X	X							
AMZ-8	619996	2575357	Gn anfibolítico en calco	X									
AMZ-9	619120	2575770	Calco El Mezquite	X									
AMZ-12	619497	2576000	Calco El Mezquite con gn anfibolítico	X									
ARROYO LA PALMA													
ALP-333	615790	2569126	I. Matancita	X	X	X		X	X		X		
ALP-330	621677	2571865	I. Matancitas	X	X	X		X	X		X		
ALP-1	618000	2571000	I. Matancitas	X	X	X		X	X		X		
ALP-3	619055	2572014	Falla en I. Matancita s con meta	X									
ALP-4	619880	2572027	I. Matancitas) con esq. Portezuelo	X									
ALP-903	620788	2572629	I. Buenos Aires Fino	X	X	X	X	X	X		X		
ALP-903-A	620788	2572629	Ogn Boca de La Sierra y gn migmatítico	X	X	X	X	X	X		X		
ALP-904 A Y B	620887	2572414	Gn anfibolítico con calc y gn migmatítico	X	X	X	X	X	X		X		
ALP 905 -906	620894	2572145	Gr Anatectico y migmatitas	X									X
ALP-909	620957	2572099	Diq de gr anatectico en I Matancitas foliado	X									X
ALP-917	612898	2569633	I. La Palma	X									
ALP918	611685	2570108	Diq corta granodiorita foliada	X									

Tabla 3.1 Continuación.

ESTACION	UTM		UNIDAD LITOLÓGICA	Petro	E.M	E.T	REE	Rb-Sr WR	Rb-Sr	Sm-Nd	Edad modelo	Ar-Ar	Gte
	X_Coord	Y_Coord											
ALP-919	608230	2570666	Diq Boca de la Sierra en I La Palma	X									
ALP-920	606226	2570376	I. La Palma	X									
ALP-21	617900	2568080	Falla en I. La Palma	X									
A. SAN LAZARO													
ASL-10	621578	2559211	I. Virgencita y rodado de skarn	X									X
ASL-11	623694	2560381	I. Virgencita	X									
ASL-12	623087	2559772	I. Virgencita	X									
ASL-13	621750	2559500	I. Virgencita con Metamórfico	X									
ASL-14	626145	2561734	FSJC corta a I. Virgencita	X									
ASL-15	624325	2561116	I. Virgencita	X									
ASL-336	623302	2561540	I. Virgencita	X									
CABO PULMIO													
CP-34-2	659489	2589693	Gr Cabo Pulmo	X	X	X					X	Bi	
CP-35-A	657019	2585645	Diq Mata Gorda	X	X	X							
CP-35-B	657019	2585645	Diq subvolcanico	X	X	X							
CP-40	659117	2578939	Grd Cabo Pulmo	X	X	X					X		
GROVE													
CP-34-2	659489	2589693	Gr Cabo Pulmo	X								Bi-Hb	
SLG-37			I. Buena Mujer	X							X	Bi y Hb	
ASD-38-B	613334	2606933	I. La Palma	X								Bi -Hb	
ALP-347 (ASL-19)	619597	2556252	Migmatita	X								Bi	
ORTEGA RIVERA													
BLC-3	681751	2662088	I. Buena Mujer									Bi	
BLC-7	557175	2646438	I. Buena Mujer									Bi	
BLC-9	615229	2650230	Gr El Puerto	X	X	X	X	X	X	X	X	Ms	X
BLC-13	634540	2560424	Granito									Bi	
BLC19-A	621158	2558587	Granodiorita	X	X	X	X					Bi	
BLC-20	619782	2626121	I. Matancitas	X								Bi	

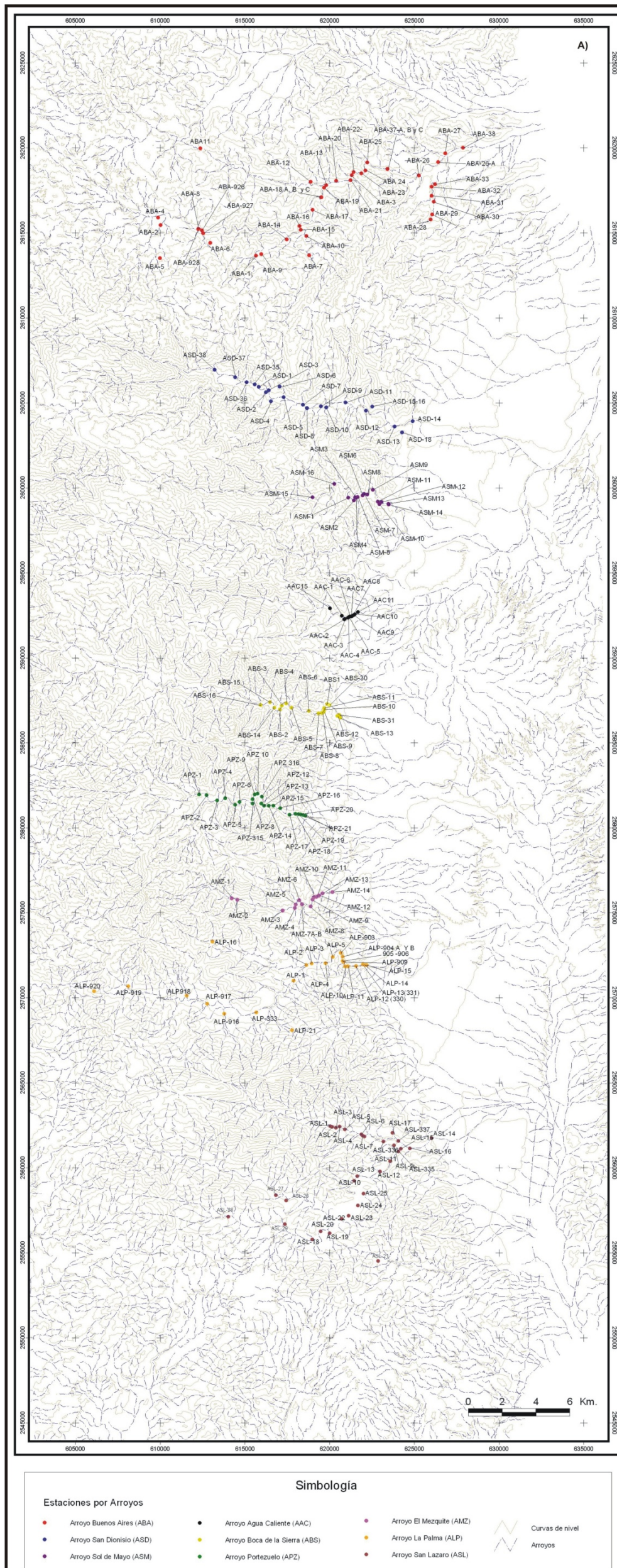


Figura 3.1 - A) Localización de estaciones por arroyo; B) Toponimia del área de estudio.