

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA
Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA



Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra
con orientación en Geología

Comparación petrogenética, geocronológica y estructural entre plutones localizados entre las latitudes 28.30°N y 28.40°N del batolito de las Sierras Peninsulares de la porción central de Baja California, México.

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Doctor en Ciencias

Presenta:

Tomás Alejandro Peña Alonso

Ensenada, Baja California, México

2012

Resumen de la tesis de Tomás Alejandro Peña Alonso, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

Comparación petrogenética, geocronológica y estructural entre plutones localizados entre las latitudes 28.30°N y 28.40°N del batolito de las Sierras Peninsulares de la porción central de Baja California, México.

Resumen aprobado por:

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Director de Tesis

La zona de estudio esta localizada en la mitad occidental de la porción meridional de la península de Baja California, cubre un área aproximada de 220 km² entre las latitudes 28.30°N y 28.40°N e incluye cinco cuerpos complejos (serie intrusiva Nuevo Rosarito, complejo volcánico-plutónico La Unión y plutones El Salinito, El Marmolito y San Germán) asociados al batolito de las Sierras Peninsulares (bSP) y al arco Alisitos, los cuales están encajonados por rocas del Triásico(?) al Cretácico Inferior (bautizadas como rocas “pre-Alisitos”) fuertemente deformadas y de inclinaciones sub-verticales. Las rocas pre-Alisitos tienen una firma geoquímica de elementos traza comparable y se asocian de manera tentativa a un arco magmático. Estas rocas están agrupadas en tres secuencias: (a) secuencia metamórfica del Triásico(?)-Jurásico Superior, (b) granitoides del Jurásico Superior y (c) secuencia meta-volcanoclástica-volcánica del Cretácico Inferior. Las rocas pre-Alisitos experimentaron una transpresión regional D1 con una cinemática de bloque SW hacia arriba y con una componente de transcurrencia derecha, que ocurrió entre hace *ca.* 132 y 128 Ma y que se le asocia a un cinturón de pliegues y cabalgaduras localizado en la región de retro-cuña de un sistema de subducción tipo Chileno. En los cinco cuerpos complejos del bSP se identifican cuatro episodios magmáticos, en donde los intrusivos son en general subalcalinos, con gabros y dioritas toleíticos y rocas félsicas magnesianas a ferroanas, cálcicas a calco-alcalinas y metaluminosas a peraluminosas. En el primer y segundo episodio magmático se emplazaron la serie intrusiva Nuevo Rosarito y el complejo volcánico-plutónico La Unión a través de seis unidades intrusivas, de las cuales el gabro de dos piroxenos es la unidad dominante. Las unidades félsicas de estos cuerpos compuestos grabaron un evento sin-emplazamiento predominantemente compresivo D2 que inició hace 108.4 ± 2.2 Ma (edad U-Pb en zircón). En el tercer episodio magmático se emplazó el plutón El Salinito a través de cinco unidades intrusivas, de las cuales el gabro y la diorita de hornblenda son las dominantes. En el cuarto episodio magmático se emplazaron los plutones El Marmolito y San Germán a través de la unidad intrusiva de cuarzdiorita a tonalita de hornblenda-biotita. Se propone un modelo regional de la evolución tectonomagmática de la península de Baja California en donde un sistema de subducción simple vigente desde el Triásico(?)-Jurásico hasta después del Aptiano-Albiano experimentó un cambio de régimen de tipo Mariana a tipo Chileno.

Palabras clave: **arco magmático, batolito de las Sierras Peninsulares, intrusivo, emplazamiento, deformación dúctil.**

Abstract of the thesis by Tomás Alejandro Peña Alonso, presented as a partial requirement for obtaining the PhD in Science Degree in Earth Science with orientation in Geology. Petrogenetic, geochronological and structural comparison between plutons located between latitudes 28.30°N and 28.40°N of the Peninsular Ranges batholith in the mid-central portion of Baja California, México.

Abstract approved by:

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Thesis Director

The study zone is located in the western half of the mid-central portion of the Baja California peninsula, it covers an approximate area of 220 km² between latitudes 28.30°N and 28.40°N, and includes five composite bodies (Nuevo Rosarito plutonic suite, La Unión volcanic-plutonic complex and El Salinito, El Marmolito and San Germán plutons) associated to the Peninsular Ranges batholith (bSP) and the Alisitos arc. They are enclosed by strongly deformed, sub-vertical dipping Triassic (?)–Lower Cretaceous rocks (named “pre-Alisitos” rocks). Pre-Alisitos rocks have a comparable trace elements geochemical signature and are tentatively associated to a magmatic arc. These rocks are grouped into three sequences: (a) Triassic(?)–Upper Jurassic metamorphic sequence, (b) Upper Jurassic granitoids, and (c) Lower Cretaceous meta-volcaniclastic-volcanic sequence. Pre-Alisitos rocks recorded a regional transpression D1 with a southwest side up shear sense including a right-lateral shear component. D1 occurred between *ca.* 132 and 128 Ma, and is assigned to a retroarc fold-and-thrust belt from a Chilean-type subduction zone. There were identified four magmatic episodes from the five bSP composite bodies, where gabbroic and dioritic rocks are tholeiitic, while felsic rocks are magnesian to ferroan, calcic to calc-alkaline, and metaluminous to peraluminous. During the first and second magmatic episodes, both the Nuevo Rosarito plutonic suite and La Unión volcanic-plutonic complex were emplaced through six intrusive units, from which the two-pyroxene gabbro unit is the largest one. Felsic units recorded a syn-emplacment compressive event D2 that initiated at 108.4 ± 2.2 Ma (U-Pb in zircon age). During the third magmatic episode, El Salinito pluton was emplaced through five intrusive units, from which the hornblende gabbro and diorite units are the largest ones. During the fourth magmatic episode, El Marmolito and San Germán plutons were emplaced through the hornblende-biotite quartz diorite to tonalite intrusive unit. It is proposed a regional model of the Baja California peninsula tectonomagmatic evolution where a simple subduction system, active since the Triassic(?)–Jurassic until after Aptian-Albian, experienced a regime change from Mariana-type to Chilean-type.

Keywords: magmatic arc, Peninsular Ranges batholith, intrusive, emplacement, ductile deformation.

DEDICATORIA

A Dios

A mis padres

A Gina

A Luis

AGRADECIMIENTOS

Al CICESE, por brindarme el espacio y los recursos necesarios para llevar a cabo este trabajo. Al Posgrado por la guía ofrecida durante el período de curso de materias. Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por el apoyo económico que me otorgó y sin el cual no hubiese podido realizar esta investigación.

A mi director de tesis, Luis Delgado, por su paciencia e inspiradora dedicación que mostró en todo momento durante tantos años. A los miembros del comité evaluador, conformado por José Romo, Bodo Weber, Fernando Velasco, Roberto Molina y Julio Sheinbaum, por su tiempo y por su valiosa orientación. A Juan Contreras, Arturo Martín, Francisco Suarez, John Fletcher, Juan García, Gabriel Rendón y Ramón Mendoza por su maravillosa disposición para atenderme cada vez que solicitaba su asesoría. A Juliana Estrada, Porfirio Avilez, Román Manjarrez, Xóchitl Torres y Orlando Terán por ayudarme a través de la discusión de ideas. A Víctor Pérez, Susana Rosas, Luis Gradilla, Víctor Frías, Humberto Benitez y José Mojarro por su colaboración. A Martha Barrera, Enid Morán, María del Carmen Pérez, Magda Chávez, Bárbara Uribe e Ivonne Pedrín por su disponibilidad y amabilidad. A David Cobarrubias, Dolores Sarracino, Ivonne Best, Citlali Romero y Norma Fuentes por su atención y soporte.

A Gina Villalobos por su contribución y motivación. A mi familia por su constante apoyo. Finalmente a todos los investigadores, técnicos, plantel administrativo, personal de intendencia, compañeros y amigos con quienes compartí esta maravillosa etapa.

Tabla de Contenido	Pag.
Resumen en español.....	2
Resumen en ingles.....	3
Dedicatoria.....	5
Agradecimientos.....	7
Lista de Figuras.....	10
Lista de Tablas.....	21
Capítulo 1. Introducción.....	23
1.1. Antecedentes.....	23
1.2. Objetivo general y objetivos particulares.....	32
1.3. Marco geológico regional.....	33
1.3.1. Sierra San Pedro Mártir.....	33
1.3.2. El Mármol.....	34
1.3.3. Sierra Calamajué.....	37
1.3.4. Región Vizcaíno-Cedros.....	39
1.3.5. Región El Arco-Calmalli-El Cañón.....	43
1.3.6. Formación Alisitos.....	43
1.4. Conceptos básicos de petrogénesis.....	44
1.4.1. ¿Qué es magma?	44
1.4.2. Generación y segregación.....	45
1.4.3. Ascenso.....	48
1.4.4. Emplazamiento.....	52
1.4.5. Construcción de los plutones.....	57
1.5. Glosario.....	63
Capítulo 2. Materiales y métodos.....	65
2.1. Trabajo de campo.....	65
2.2. Trabajo de gabinete.....	65
2.3. Análisis estructural.....	66
2.4. Petrografía.....	66
2.5. Geoquímica de roca total.....	69
2.6. Geocronología U-Pb en zircón.....	71
Capítulo 3. Serie Intrusiva Nuevo Rosarito.....	74
3.1. Roca encajonante pre-Alisitos.....	76
3.2. Descripción de campo de las unidades intrusivas y sus patrones estructurales.	79
3.3. Petrografía y microestructuras de las unidades intrusivas.....	86
3.3.1. Gabro de dos piroxenos (KgA)	87
3.3.2. Diorita de dos piroxenos (Kd1)	87

3.3.3. Cuarzodiorita de hornblenda-piroxeno (Kqd)	90
3.3.4. Tonalita-granodiorita de hornblenda-biotita (Kt)	90
3.3.5. Tonalita-granodiorita-granito de biotita>hornblenda (Kg1)	90
3.3.6. Granito-monzogranito-sienogranito de hornblenda-clinopiroxeno (Kg2).	92
3.3.7. Granito de biotita (Kg3).....	92
3.4. Geoquímica de roca total.....	93
3.4.1. Rocas gabrómicas y dioríticas.....	93
3.4.2. Rocas félsicas.....	99
3.4.3. Roca encajonante.....	102
3.5. Geocronología de U-Pb en zircón.....	103
Capítulo 4. Complejo volcánico-plutónico La Unión	107
4.1. Roca encajonante pre-Alisitos.....	108
4.1.1. Pantallas de rocas metavolcánicas (Jv y Ja) y metavolcanoclásticas (Jvc) del Triásico(?)-Jurásico Superior.	109
4.1.2. Granitoides del Jurásico Superior (Jt)	111
4.1.3. Rocas metavolcanoclásticas (Kvc) posteriores a los granitoides del Jurásico Superior.	111
4.2. Unidades intrusivas del Cretácico.....	113
4.3. Análisis estructural.....	117
4.3.1. Rocas pre-Alisitos.....	117
4.3.2. Rocas intrusivas del Aptiano-Albiano.....	125
4.4. Petrografía y microestructuras de las rocas intrusivas.....	134
4.4.1. Granitoides del Jurásico Superior (Jt)	134
4.4.2. Gabro de dos piroxenos (KgA*).....	137
4.4.3. Cuarzodiorita de hornblenda-biotita (Kqd*).....	138
4.4.4. Tonalita de hornblenda-biotita (Kt*).....	140
4.4.5. Cuarzomonzodiorita, granodiorita y granito de biotita-hornblenda (Kg1*).....	141
4.4.6. Cuarzodiorita y granodiorita de hornblenda-clinopiroxeno (Kg2*).....	143
4.5. Geoquímica de roca total.....	143
4.5.1. Intrusivos cretácicos.....	144
4.5.2. Roca encajonante pre-Alisitos.....	149
4.5.2.1. Pantallas metavolcanoclásticas del Triásico(?)-Jurásico Superior.....	149
4.5.2.2. Granitoides del Jurásico Superior.....	150
4.6. Geocronología de U-Pb en zircón.....	151
Capítulo 5. Plutón El Salinito.....	153
5.1. Descripción en campo y patrones estructurales de las unidades intrusivas de El Salinito.....	154
5.2. Litología y patrones estructurales de las rocas pre-Alisitos.....	161
5.2.1. Evidencias de fusión parcial.....	166
5.3. ¿Deformación contemporánea al emplazamiento de El Salinito?	169
5.4. Petrografía y microestructuras de las unidades intrusivas.....	172
5.4.1. Rocas del primer evento de emplazamiento.....	173
5.4.2. Rocas del segundo evento de emplazamiento.....	176
5.4.2.1. Gabro de clinopiroxeno-hornblenda (KgB).....	176

5.4.2.2. Diorita de clinopiroxeno-hornblenda (Kd2).....	178
5.4.2.3. Cuarzomonzonita de biotita-hornblenda (Kmz).....	179
5.4.2.4. Cuarzomonzodiorita a granodiorita a granito de biotita (Kg4).....	180
5.4.2.5. Cuarzodiorita de hornblenda-clinopiroxeno (KtB).....	181
5.5. Geoquímica de roca total.....	182
5.5.1. Rocas gabróicas y dioríticas.....	182
5.5.2. Rocas félsicas.....	186
5.6. Geocronología de U-Pb en zircón.....	188
Capítulo 6. Plutones El Marmolito y San Germán.....	191
6.1. Litología y patrones estructurales de las rocas pre-Alisitos.....	192
6.2. Litología y patrones estructurales de los plutones.....	194
6.3. Petrografía de las unidades intrusivas.....	198
6.4. Geoquímica de roca total.....	200
Capítulo 7. Discusión.....	207
7.1. Roca encajonante pre-Alisitos.....	207
7.1.1. Tres secuencias pre-Alisitos.....	207
7.1.1.1. Secuencia metamórfica del Triásico (?) -Jurásico Superior	207
7.1.1.2. Granitoides del Jurásico Superior	207
7.1.1.3. Secuencia meta-volcanoclástica-volcánica del Cretácico Inferior	208
7.1.2. Patrones geoquímicos de las rocas pre-Alisitos.....	212
7.1.3. Deformación regional pre-Alisitos (D1)	214
7.1.3.1. Componente de trascurrencia de la transpresión D1.....	218
7.1.3.2. Implicaciones de la escala regional de la transpresión D1.....	219
7.1.3.3. ¿La transpresión D1 representa un cinturón de pliegues y cabalgaduras de retro-cuña?	222
7.1.4. Comparación regional entre las rocas pre-Alisitos de la zona de estudio y el resto de la península de Baja California.	226
7.2. Plutones del Cretácico (arco Alisitos)	231
7.2.1. Geoquímica de la zona de estudio.....	231
7.2.2. Historia petrogenética y de emplazamiento de los plutones cretácicos.....	242
7.2.2.1. Primer episodio magmático: rocas máficas de Nuevo Rosarito	244
7.2.2.1.1. Gabro de dos piroxenos KgA.....	244
7.2.2.1.2. Diorita de dos piroxenos Kd1.....	249
7.2.2.1.3. Cuarzodiorita de hornblenda-biotita Kqd.....	250
7.2.2.2. Segundo episodio magmático: rocas félsicas de Nuevo Rosarito y La Unión.....	251
7.2.2.2.1. Tonalita-granodiorita de hornblenda-biotita Kt.....	251
7.2.2.2.2. Diques de tonalita a granito de biotita Kg1 y cuarzodiorita a granito de clinopiroxeno-hornblenda Kg2.....	252
7.2.2.3. Tercer episodio magmático: plutón El Salinito.....	260
7.2.2.3.1. Gabro de clinopiroxeno-hornblenda KgB y diorita de hornblenda Kd2.....	260
7.2.2.3.2. Diques de granodiorita-granito de biotita Kg4, cuarzomonzonita de biotita-hornblenda Kmz y cuarzodiorita de hornblenda-clinopiroxeno KtB.....	263

7.2.2.4. Cuarto episodio magmático: plutones El Marmolito y San Germán.....	265
7.2.2.4.1. Granito de biotita Kg3.....	265
7.2.2.4.2. Cuarzodiorita a tonalita de hornblenda-biotita Kqt.....	266
7.3. Modelos regionales de la evolución tectonomagmática mesozoica de la península de Baja California.	267
7.3.1. Modelos propuestos en la literatura para la evolución tectonomagmática mesozoica de la península de Baja California.	268
7.3.2. Modelo propuesto para la evolución tectonomagmática mesozoica de la península de Baja California....	275
7.3.2.1. Primer período de la evolución tectonomagmática anterior al arco Alisitos: sistema de subducción tipo Mariana.....	275
7.3.2.2. Segundo período de la evolución tectonomagmática anterior al arco Alisitos: sistema de subducción tipo Chileno.....	278
7.3.2.3. Tercer período de la evolución tectonomagmática: arco Alisitos y su migración hacia el oriente.....	279
Capítulo 8. Conclusiones.....	283
8.1. Roca encajonante pre-Alisitos.....	283
8.2. Plutones del Cretácico del arco Alisitos.....	284
Referencias bibliográficas.....	288
Apéndices.....	316

Lista de Figuras		Pag.
1.1	Mapa geológico (A), magnético (B) y de potencial magnético (C) de la península de Vizcaíno.	24
1.2	Mapa de las asociaciones tectonoestratigráficas que encajonan al bSP.	28
1.3	(a) Diagrama de los distintos basamentos del batolito de las Sierras Peninsulares de la península de Baja California. (b) Mapa geológico simplificado de la porción central de la península de Baja California.	30
1.4	Áreas en las que se divide la zona de estudio del Apéndice 1.	31
1.5	Mapa geológico de los alrededores de la región de Sierra San Pedro Mártir.	34
1.6	Mapa geológico de la región al sur de Sierra San Pedro Mártir y secciones estructurales A-A' y A''-A'''.	36
1.7	Mapa geológico de la región de Sierra Calamajué.	38
1.8	Mapa litológico de la península de Vizcaíno y de la Isla Cedros.	40
1.9	Columnas estratigráficas generalizadas de los cuatro dominios principales de la región Vizcaíno-Cedros.	42
1.10	Esquema de las transiciones reológicas en sistemas parcialmente fundidos de Vigneresse et al. (1996).	54
1.11	Proceso esquemático del cambio en los ejes de esfuerzos bajo la influencia de una intrusión magmática bajo condiciones tensionales.	56
1.12	A la izquierda: diagramas de espesor (T) vs. Extensión (L) para 135 lacolitos y 21 plutones granitoides. A la derecha: posibles modos de crecimiento de los plutones.	58
1.13	Perfiles de la morfología de algunos plutones masivos de Europa occidental inferidas a través de la inversión 3D de datos gravimétricos.	59
1.14	Esquema de modelos propuestos para solucionar el problema de espacio.	60
1.15	Evolución de la construcción de los plutones con el tiempo desarrollada a través de datos geocronológicos, petroestructurales y de modelado termal.	62
2.1	Compilación de criterios microestructurales para el reconocimiento del porcentaje de fundido reológicamente crítico (RCMP) de las fábricas magmáticas y de las fábricas post-RCMP de estado sólido de alta,	68

moderada y baja temperatura.

3.1	Mapa geológico del plutón Nuevo Rosarito.	74
3.2	Perfiles estructurales del plutón Nuevo Rosarito.	75
3.3	(a) Afloramiento de una roca protomilonítica cuarzofeldespática, interpretada como meta-volcanoclástica. (b) Localización y la cinemática de las fábricas de estado sólido de estas rocas.	77
3.4	Afloramiento mesocrático de varios m ² en contacto con la periferia norte del plutón El Sacrificio	78
3.5	Estereogramas y diagrama de rosa de los patrones estructurales de la roca encajonante del plutón Nuevo Rosarito	79
3.6	Estereogramas y diagramas de rosa de los patrones estructurales de las unidades intrusivas del plutón Nuevo Rosarito	80
3.7	Afloramientos de las unidades intrusivas del plutón Nuevo Rosarito.	82
3.8	Compendio del análisis cinemático obtenido a partir de las fábricas internas de diques de las unidades Kg1 y de Kg2.	86
3.9	(a) Clasificación modal Pl-Opx-Cpx del gabro de dos piroxenos KgA. (b) Clasificación modal QAP y texturas de las unidades cuarzofeldespáticas	89
3.10	Algunas texturas y microestructuras de las unidades intrusivas de la serie intrusiva Nuevo Rosarito.	91
3.11	Diagramas Harker de los elementos mayores para el análisis de las unidades intrusivas representativas del plutón Nuevo Rosarito.	94
3.12	Diagramas Harker de los elementos traza para el análisis de las unidades intrusivas representativas del plutón Nuevo Rosarito.	95
3.13	Patrones de REE normalizadas a condrita de (a) el gabro de dos piroxenos (KgA) y la diorita de dos piroxenos (Kd1); y de (b) la tonalita de hornblenda-biotita (Kt), la tonalita-granodiorita-granito de biotita>hornblenda (Kg1), el granito-monzogranito-sienogranito de hornblenda-clinopiroxeno (Kg2) y el granito de biotita-almandino (Kg3).	98
3.14	Diagrama multielementos de las unidades intrusivas (1-5) y de la roca encajonante (6) de Nuevo Rosarito.	99

3.15	Diagramas para la clasificación geoquímica de las rocas granitoides de Nuevo Rosarito acuerdo con Frost <i>et al.</i> (2001).	100
3.16	Diagrama de discriminación tectónica Nb vs Y+Nb para rocas graníticas de Pearce <i>et al.</i> (1984) aplicado a las unidades félsicas de Nuevo Rosarito.	103
3.17	Edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de zircon en: (a) la muestra NR-16 proveniente del intrusivo La Cañada; (b) la muestra NR-24 proveniente de una brecha volcánica que encajona al plutón Rosarito.	104
4.1	Mapa geológico del complejo volcánico-plutónico La Unión.	107
4.2	Perfiles estructurales del complejo La Unión.	108
4.3	Afloramiento de una pantalla subvertical de entre uno y dos metros de espesor de un metaderrame andesítico embebido dentro de una tonalita correspondiente a los granitoides del Jurásico Superior.	109
4.4	Algunos afloramientos de rocas pre-Alisitos en el complejo La Unión.	110
4.5	Afloramiento de granitoides jurásicos.	112
4.6	Afloramiento de tonalita de hornblenda-biotita (Kt*).	113
4.7	Afloramiento perteneciente a la unidad granodiorita-granito de biotita-hornblenda (Kg1*).	114
4.9	Zona de contacto entre rocas de Kg1* (granodiorita-granito) y rocas de Kt* (tonalita)	117
4.10	Diques de granito de biotita (Kg4) que cortan a la diorita de hornblenda (Kd2) y que provienen del plutón El Salinito.	117
4.11	Corte en dirección de la lineación de una muestra de mano de un afloramiento correspondiente a los granitoides jurásicos (Jt).	118
4.12	Afloramiento de granitoide Jt.	118
4.13	Vista en planta de un afloramiento de los granitoides (Jt) que está afectado por planos de cizalla.	119
4.14	Polos de los ejes de los pliegues que se reportan en las rocas pre-Alisitos del complejo La Unión.	119
4.15	Estereogramas y diagramas de rosa de los patrones estructurales de las rocas pre-Alisitos del complejo La Unión.	120

4.16	Compendio de la información cinemática obtenida de las rocas pre-Alisitos (áreas coloreadas) del complejo La Unión.	121
4.17	Lámina delgada orientada paralela al plano XZ proveniente de una metadacita.	124
4.18	Lámina delgada orientada paralela al plano XZ proveniente de los granitoides Jt.	124
4.19	Estereogramas de los patrones estructurales de las unidades intrusivas del Aptiano-Albiano del complejo La Unión.	126
4.20	Afloramiento de cuarzdiorita de hornblenda-biotita (Kqd*) afectada por una zona de cizalla discreta.	127
4.21	(a) Afloramiento de cuarzdiorita (Kqd*) afectado por una zona milonítica de bordes sinuosos. (b) y (c) Acercamiento de la zona milonítica.	127
4.22	Secciones estructurales DD', EE' y FF' que abarcan los intrusivos félsicos cretácicos Kt* (verde claro), Kg1* (verde oscuro) y Kg2* del complejo La Unión.	128
4.23	Fábricas dúctiles exhibidas por un afloramiento de cuarzomonzodiorita-granodiorita-granito de biotita-hornblenda (Kg1*).	129
4.24	Vista en planta de un afloramiento de cuarzdiorita-granodiorita de hornblenda-clinopiroxeno (Kg2*).	130
4.25	Compendio de la información cinemática obtenida de las fábricas internas de las unidades intrusivas Kt* y Kg1* del complejo La Unión, y de las zonas de cizalla discretas que afectan a la cuarzdiorita Kqd* y a los granitoides Jt.	131
4.26	Secciones estructurales DD', EE' y FF' en donde se indica la tendencia del sentido de cizalla en la deformación grabada en las fábricas internas de los intrusivos félsicos cretácicos y en las zonas de cizalla discretas que afectan a Jt y a Kqd*.	132
4.27	Clasificación modal QAP y correspondientes texturas de los intrusivos félsicos del complejo volcánico-plutónico La Unión.	136
4.28	Localización de las muestras analizadas petrográficamente y los mecanismos de recristalización dominantes (Passchier y Trouw, 2005) en los cristales de cuarzo de cada muestra.	137

4.29	Algunas texturas y microestructuras de las unidades intrusivas del complejo La Unión.	139
4.30	Diagramas Harker de óxidos de elementos mayores de muestras representativas de la tonalita de hornblenda-biotita (Kt*) y de la cuarzomonzodiorita, granodiorita y granito de biotita-hornblenda (Kg1*).	145
4.31	Diagramas Harker de óxidos de elementos traza de muestras representativas de la tonalita de hornblenda-biotita (Kt*) y de la cuarzomonzodiorita, granodiorita y granito de biotita-hornblenda (Kg1*).	146
4.32	Patrones de REE normalizados a condrita de muestras representativas de los granitoides del Jurásico Superior (Jt; muestras 17XII07 y 02VII08), pantallas pre-Jurásico Superior de depósitos metavolcánicos (Jv; muestra 30VII06) y metavolcanoclasticos (Jvc; muestra 65VII07), de la tonalita de hornblenda-biotita (Kt*; muestra 18X07), de cuarzomonzodiorita-granodiorita-granito de biotita-hornblenda (Kg1*; muestra 06VI08).	147
4.33	Diagrama multi-elementos de los intrusivos cretácicos (2-3) y de las rocas pre-Alisitos (4-7) del complejo La Unión.	147
4.34	Diagramas para la clasificación geoquímica de granitoides del complejo La Unión de acuerdo con Frost <i>et al.</i> (2001).	148
4.35	Diagrama de discriminación tectónica Nb vs Y+Nb para rocas graníticas del complejo La Unión según Pearce <i>et al.</i> (1984).	149
4.36	Edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de zircón de la muestra 17XII07 proveniente del afloramiento perteneciente a los granitoides jurásicos Jt.	152
5.1	Mapa geológico del plutón El Salinito.	153
5.2	Perfiles estructurales del plutón El Salinito.	154
5.3	Textura cumulítica formada por agregados de hornblenda en gabro de clinopiroxeno-hornblenda KgB.	155
5.4	Estereogramas de los patrones estructurales de las unidades intrusivas del Cretácico del plutón El Salinito.	156
5.5	Afloramiento de cuarzomonzonita de biotita-hornblenda (Kmz) que intrusión anfibolitas (Ja).	157
5.6	Dique anular de granito de biotita-hornblenda.	157

5.7	Red de diques y vetillas que corta la textura cumulítica de hornblenda de un gabro de clinopiroxeno-hornblenda KgB.	158
5.8	Algunos afloramientos de diques y vetillas félsicas en el plutón El Salinito.	159
5.9	A la izquierda, afloramiento de tonalita de hornblenda-biotita (Kt**). A la derecha, estereograma de las fábricas magmáticas de la tonalita de hornblenda-biotita.	160
5.10	Migmatita de aspecto estratificado.	162
5.11	Ortogneises de composición similar a una tonalita a granodiorita de biotita.	162
5.12	Algunos afloramientos de rocas pre-Alisitos del plutón El Salinito.	163
5.13	Estereogramas de los patrones estructurales de las rocas pre-Alisitos en el plutón El Salinito.	164
5.14	Análisis estructural de (a) un afloramiento de paragneis y de (b) un esquisto de dos micas.	166
5.15	Zona de contacto entre xenolitos de migmatitas estromáticas pre-Alisitos (Jm) y gabro de clinopiroxeno-hornblenda (KgB).	167
5.16	Afloramiento masivo del orden de metros de extensión en el contacto norte del plutón, que consiste en una roca mesocrática de grano fino rica en feldespato y biotita que contiene bandas de granito de biotita.	168
5.17	Afloramiento de aspecto bimodal que consiste en rocas mesocráticas de grano fino ricos en feldespato y biotita.	168
5.18	Cuerpo granítico con planos vítreos de varios centímetros de espesor con márgenes en forma de “orla” (flechas rojas) interpretados como seudotaquilas.	169
5.19	Zona discretas de aspecto cataclástico compuesta por planos vítreos incluidos en milonitas cuarzofeldespáticas pertenecientes a las rocas pre-Alisitos interpretadas como seudotaquilas con aspecto de brecha.	170
5.20	Análisis cinemático de las fábricas dúctiles de las rocas parcialmente fundidas y de los diques Kg4.	170
5.21	Modelo propuesto para explicar el patrón estructural hallado en la Fig. 5.20.	172

5.22	Localización de las muestras analizadas petrográficamente.	173
5.23	(a) Clasificación modal PI-Px-Hbl para rocas gabróicas KgSA y dioríticas KdSA de las unidades intrusivas localizadas alrededor del plutón El Salinito correspondientes al primer evento de emplazamiento. (b) Clasificación modal QAP de la tonalita-granodiorita KtSA localizada al norte del plutón.	175
5.24	(a) Clasificación modal PI-Px-Hbl para rocas gabróicas KgB y dioríticas Kd2 del plutón El Salinito correspondientes al segundo evento de emplazamiento (b) Clasificación modal QAP y texturas de los cuerpos masivos y diques félsicos pertenecientes al plutón El Salinito.	177
5.25	Algunas texturas y microestructuras de las unidades intrusivas del plutón El Salinito.	178
5.26	Diagramas Harker de los elementos mayores de las muestras 29X07 y 09VI08 representativas del gabro de clinopiroxeno-hornblenda KgB, de la muestra 08VI08 representativa de la diorita de hornblenda Kd2 y de la muestra 10VI08 representativa de los diques de granodiorita a granito de biotita±hornblenda Kg4.	183
5.27	Diagramas Harker de los elementos traza de las muestras representativas del gabro de clinopiroxeno-hornblenda KgB, de la diorita de hornblenda Kd2 y de los diques de granodiorita a granito de biotita±hornblenda Kg4.	184
5.28	Patrones de REE normalizados a condrita de (a) gabro de clinopiroxeno-hornblenda KgB y diorita de hornblenda Kd2; y de (b) granodiorita-granito de biotita±hornblenda Kg4.	185
5.29	Diagrama multi-elementos de las unidades intrusivas del plutón El Salinito.	186
5.30	Diagramas para la clasificación geoquímica de rocas granitoides de Frost <i>et al.</i> (2001) de los diques Kg4 de granito de biotita (muestra 28XI08) y de cuarzomonzodiorita de biotita-hornblenda (muestra 10VI08).	187
5.31	Diagrama de discriminación tectónica Nb vs Y+Nb para rocas graníticas de Pearce <i>et al.</i> (1984) aplicado a los cuerpos de granodiorita-granito de biotita±hornblenda (Kg4) del plutón El Salinito.	188
5.32	Diagrama de concordia U-Pb en zircón de la muestra 08XII07.	190
6.1	Mapa geológico de los plutones San Germán y El Marmolito.	191
6.2	Orientación de la pseudoestratificación y de las fábricas de estado sólido de	193

	las rocas pre-Alisitos localizadas alrededor del plutón El Marmolito.	
6.3	(a) y (b) Localización de los sitios de donde se obtuvo la información cinemática de la cizalla dúctil impresa en las fábricas de estado sólido de las rocas pre-Alisitos alrededor del plutón El Marmolito. (c) Distribución de los vectores de acortamiento (círculos azules) y de extensión (triángulos grises) de la deformación dúctil en las rocas pre-Alisitos del plutón El Marmolito.	194
6.4	Fábricas magmáticas (a, b y c) del plutón El Marmolito y orientación de diques (d y f) afectadas por cizallas frágiles (e y g) en sus alrededores. Fábricas magmáticas del plutón San Germán (h, i y j) y fábricas dúctiles en un afloramiento de aspecto bimodal en el borde del plutón (k).	196
6.5	Afloramiento de aspecto bandeado compuesto por bandas mesocráticas y leucocráticas, en contacto con el margen noroeste del plutón San Germán.	198
6.6	Clasificación modal QAP y texturas de las unidades intrusivas de los plutones San Germán y El Marmolito.	199
6.7	Lámina delgada teñida perteneciente al afloramiento bimodal localizado al noroeste del plutón San Germán (muestra 34X07; Fig. 6.5).	200
6.8	Diagramas para la clasificación geoquímica de los granitoides de los plutones El Marmolito y San Germán de acuerdo con Frost <i>et al.</i> (2001).	202
6.9	Diagramas Harker de óxidos de elementos mayores de las muestras representativas de los plutones El Marmolito (11VI08) y San Germán (12VI08).	203
6.10	Diagramas Harker de óxidos de elementos traza de las muestras representativas de los plutones El Marmolito (11VI08) y San Germán (12VI08).	204
6.11	Patrones de REE normalizados a condrita de las muestras representativas de los plutones El Marmolito (11VI08) y San Germán (12VI08).	205
6.12	Diagrama multi-elementos de las unidades intrusivas de los plutones El Marmolito (muestra 11VI08) y San Germán (muestra 12VI08).	206
6.13	Diagrama de discriminación tectónica Nb vs Y+Nb para rocas graníticas de Pearce <i>et al.</i> (1984) aplicado a los plutones El Marmolito y San Germán.	206
7.1	Esquema estratigráfico propuesto para las rocas pre-Alisitos en la zona de estudio.	210

7.2	Modelo de facies de asociación de los abanicos submarinos de Einsele (2000).	212
7.3	(a) Patrones de REE normalizadas a condrita y (b) diagrama multi-elementos normalizada a manto primordial de las rocas pre-Alisitos de la zona de estudio.	213
7.4	Estereograma de la orientación de las fábricas de estado sólido (a) e histograma de rosa de las líneas deformacionales (b) de las rocas pre-Alisitos de la serie Nuevo Rosarito, del plutón El Salinito y del complejo La Unión.	215
7.5	Histogramas de rosa de las lineaciones asociadas a la deformación de las rocas pre-Alisitos.	216
7.6	Distribución de los ejes de acortamiento (círculos) y de extensión (triángulos) de la deformación que imprimió las fábricas de estado sólido en las rocas pre-Alisitos de la zona de estudio.	217
7.7	Relación entre el movimiento de la placa, la orientación de la trinchera, los ejes de deformación infinitesimal (ISA_{Hmin} y ISA_{Hmax}) y la dirección de la contracción en la sección horizontal para un sistema de transpresión expuesta por Fossen y Tikoff (1998).	220
7.8	(a) Zona de subducción tipo Chileno. (b) Esquema de una cuña bivergente.	222
7.9	Etapas del modelo mecánico del desarrollo de una cuña bivergente de Willett <i>et al.</i> (1993).	223
7.10	Esquema del perfil estructural de las zonas de depósito en las que se divide una retro-cuenca de antepaís.	225
7.11	Diagrama de sílice vs álcalis total (TAS; después de LeBas <i>et al.</i> , 1986 y Wilson, 1989) para la clasificación de rocas intrusivas.	231
7.12	(a) Diagrama K_2O vs SiO_2 para la subdivisión de las series volcánicas provenientes de arcos de islas. (b) Diagrama AFM utilizado para diferenciar las series toleíticas (TH) de las calco-alcalinas (CA).	232
7.13	Diagramas de variación de contenido de SiO_2 , TiO_2 y FeO^* respecto a FeO^*/MgO de Miyashiro (1974).	233
7.14	Diagrama de índice máfico vs sílice.	234
7.15	(a) Diagrama Fe^*/SiO_2 ; (b) diagrama MALI; y (c) diagrama ASI.	235

7.16	Tendencia modal de las unidades Kqd, Kt y Kg1(a) y Kg2 (b) de la serie intrusiva Nuevo Rosarito (NR); de las unidades Kqd*, Kt* y Kg1* del complejo La Unión (CLU) y Kd2, Kt**, Kmz y Kg4 del plutón El Salinito (SA) (c). Las unidades Kqt de los plutones San Germán y El Marmolito (SG-M) y los diques Kg3 de Nuevo Rosarito son graficadas en (d).	236
7.17	Diagramas Harker de óxidos de los elementos mayores de los intrusivos cretácicos de la zona de estudio.	237
7.18	Diagramas Harker de óxidos de los elementos traza de los intrusivos cretácicos de la zona de estudio.	238
7.19	Integración de los patrones de REE normalizadas a condrita de las unidades intrusivas de la zona de estudio.	240
7.20	Patrones de REE de (a) gabros de piroxeno de la zona occidental (muestra 1) central (muestra 2) y oriental (muestra 44) del bSP; y de (b) gabros de hornblenda de la zona occidental (muestras 1 y 3) y de la central (muestra 2) del bSP.	241
7.21	Tasa de Sm/Dy normalizado a condrita versus la concentración de Sr en tonalitas y cuarzodioritas del bSP.	242
7.22	Patrones de REE normalizados a condrita de anfíboles, clinopiroxenos, feldespato potásico y plagioclasa..	243
7.23	Orden de emplazamiento de los plutones de la zona de estudio.	245
7.24	Diagramas multi-elementos de las unidades intrusivas (a) máficas y (b) félsicas.	246
7.25	Relación entre el porcentaje modal de plagioclasa en las muestras de gabro de dos piroxenos KgA y de gabro de clinopiroxeno-hornblenda KgB y su contenido de alúmina.	247
7.26	Diagrama ASI vs. SiO ₂ de las unidades félsicas de los intrusivos cretácicos.	254
7.27	Estereograma de las fábricas de estado sólido (a) e histograma de rosa de las líneas deformacionales (b) de las unidades Kt, Kg1 y Kg2 del plutón Nuevo Rosarito y del complejo La Unión.	255
7.28	Distribución de la cinemática de los diques Kt, Kt*, Kg1, Kg1*, Kg2 y Kg2* en Nuevo Rosarito y La Unión.	258
7.29	Orientación de la lineación (símbolos cerrados; orientación promedio (hexágono cerrado): 045°/63°; n=27) y ejes x del elipsoide de deformación	258

(símbolos abiertos; orientación promedio (hexágono abierto): 052°/62°; n=33), del norte (triángulos) y sur (círculos) del Cabalgamiento Principal Mártir y las fallas El Toro y El Molino (cuadrados) en Sierra Calamajué.

7.30	Comparación entre (a) los patrones de REE normalizados a condrita y (b) los patrones de los diagramas multi-elementos normalizados a manto primordial de las unidades félsicas presentes en la zona de estudio con los de las rocas pre-Alisitos.	265
7.31	Modelo tectónico propuesto por Johnson <i>et al.</i> (1999) y complementado por Schmidt <i>et al.</i> (2002).	269
7.32	Modelo tectónico propuesto por Valencia <i>et al.</i> (2006).	271
7.33	Modelo tectónico propuesto por Dickinson y Lawton (2001).	272
7.34	Modelo tectónico propuesto por Gastil <i>et al.</i> (1981).	273
7.35	Modelo tectónico propuesto por Busby <i>et al.</i> (1998) y Busby (2004).	274
7.36	Configuración tectónica regional durante el Jurásico Temprano-Medio.	276
7.37	Primer período de la evolución de la península de Baja California del Triásico al Jurásico Superior.	277
7.38	Segundo período de la evolución de la península de Baja California del Jurásico Superior al Cretácico Inferior.	279
7.39	Tercer período de la evolución tectonomagmática de la península de Baja California al norte de Santa Rosalita, que ocurrió del Cretácico Inferior al Aptiano-Albiano.	280
7.40	Tercer período de la evolución tectonomagmática de la península de Baja California al sur de Santa Rosalita, que ocurrió durante el Aptiano-Albiano.	281

Lista de Tablas		Pag.
1.1	Características geológicas de los plutones de la región de Vizcaíno, y de las zonas occidental, oriental y transicional de la península de Baja California.	25
2.1	Límites de detección de los elementos mayores (en % m/m) y traza (en ppm) de las muestras analizadas en ActLabs con el código “4Litho”.	70
2.2	Límites de detección de los elementos mayores (en % m/m) y traza (en ppm) de las muestras analizadas en ActLabs con el código “4B”.	71
3.1	Descripción a mesoescala de los sitios en donde fueron obtenidos los datos cinemáticos de la deformación que imprimió las fábricas dúctiles en los diques de Kt, Kg1 y Kg2.	85
3.2	Moda de los intrusivos cretácicos de la serie intrusiva Nuevo Rosarito.	88
3.3	Geoquímica de roca total y datos normativos de CIPW de las muestras representativas del gabro KgA y diorita Kd1 del plutón Nuevo Rosarito.	96
3.4	Geoquímica de roca total y datos normativos de CIPW de las muestras representativas de las unidades Kt, Kg1, Kg2 y Kg3.	97
3.5	Análisis geocronológico U-Pb en zircon de las muestras provenientes de Nuevo Rosarito.	105
4.1	Descripción del afloramiento y de la lámina delgada (si se presenta) de los sitios en donde fueron obtenidos los datos cinemáticos de la deformación que imprimió las fábricas dúctiles la roca encajonante antes del emplazamiento de los plutones cretácicos.	122
4.2	Descripción a escala de afloramiento y en lámina delgada (si se presenta) de los sitios en donde fueron obtenidos los datos cinemáticos de la deformación que imprimió las fábricas dúctiles internas en los cuerpos félsicos y las zonas de cizalla discretas en la cuarzo diorita y en los granitoides pre-Alisitos.	133
4.3	Moda de los granitoides jurásicos y de los intrusivos cretácicos del complejo La Unión.	135
4.4	Geoquímica de roca total y datos de la norma CIPW de los granitoides pre-Alisitos (Jt), de la tonalita de hornblenda-biotita (Kt), la cuarzo monzodiorita-granodiorita-granito de biotita/hornblenda (Kg1) y la diorita de hbl (Kd2) del complejo La Unión.	142

4.5	Análisis geocronológico U-Pb en zircon realizado por un espectrómetro de masas ICP multicolector con ablación laser en la muestra 17-XII-07 proveniente de un afloramiento perteneciente a los granitoides pre-Alisitos.	152
5.1	Descripción a mesoescala de los sitios en donde fueron obtenidos los datos cinemáticos de la deformación que imprimió las fábricas dúctiles en las rocas pre-Alisitos.	165
5.2	Descripción a mesoescala y microescala de los sitios en donde fueron obtenidos los datos cinemáticos de la deformación que imprimió las fábricas dúctiles a las migmatitas y a la granodiorita-granito de biotita.	171
5.3	Moda de los intrusivos cretácicos del plutón El Salinito.	174
5.4	Datos de la geoquímica de roca total y la norma CIPW de las muestras representativas del gabro-diorita de clinopiroxeno-hornblenda (unidad KgB) y de la granodiorita-granito de biotita (Kg4) del plutón El Salinito.	182
5.5	Análisis geocronológico de U-Pb en zircón realizado con un ICP-MS con Multicolector y Ablación Laser de metapelitas de las rocas pre-Alisitos que encajonan al plutón El Salinito.	189
6.1	Moda de los plutones San Germán y El Marmolito	198
6.2	Datos de la geoquímica de roca total y la norma CIPW de las muestras representativas de los plutones El Marmolito y San Germán.	201

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

El estudio de la historia mesozoica de la península de Baja California prácticamente inició con el mapeo geológico de Gastil *et al.* (1971). Su formación se remonta al inicio del Mesozoico cuando uno o varios arcos magmáticos se desarrollaron en el margen occidental de Norteamérica (e.g., Busby *et al.*, 1998; Johnson *et al.*, 1999; Dickinson y Lawton, 2001). Aun cuando desde el trabajo de Gastil *et al.* (1971) la relación entre acreción tectónica y magmatismo es aparentemente clara, las controversias surgen al momento de buscar definir el número de arcos involucrados, su polaridad, así como la relación temporal y genética entre ellos. A raíz de tales controversias, hasta el momento no existe un modelo de evolución mesozoica que integre de forma satisfactoria la información geológica y geofísica recabada en las distintas localidades de la península en donde se presenten afloramientos mesozoicos.

1.1. Antecedentes

El batolito de las Sierras Peninsulares (BSP) aflora de manera continua entre las latitudes 34°N y 28°N; esto es, desde el sur de California, EUA, hasta la mitad de la península de Baja California, México. Del paralelo 28°N hacia el sur, la geología superficial es dominada por rocas volcánicas cenozoicas (Fig. 1.1A); sin embargo, anomalías gravimétricas y magnéticas positivas asociadas con el BSP se extienden más al sur del paralelo 26°N (Couch *et al.*, 1991; en Sedlock, 2003a) y del paralelo 24°N (Langenheim y Jachens, 2003; Fig. 1.1B, Fig. 1.1C), respectivamente, lo que sugiere que el BSP se extiende hacia el sur del paralelo 28°N.

A partir de los estudios realizados hasta ahora en el BSP, se sabe que se puede dividir axialmente al batolito en las zonas occidental y oriental de acuerdo al basamento que los encajona y a parámetros geoquímicos, isotópicos, geofísicos y geocronológicos (e.g. DePaolo, 1981; Todd y Shaw, 1985; Gromet y Silver, 1987; Silver y Chappell, 1988; Gastil *et al.*, 1990) que se enlistan en la Tabla 1.1.

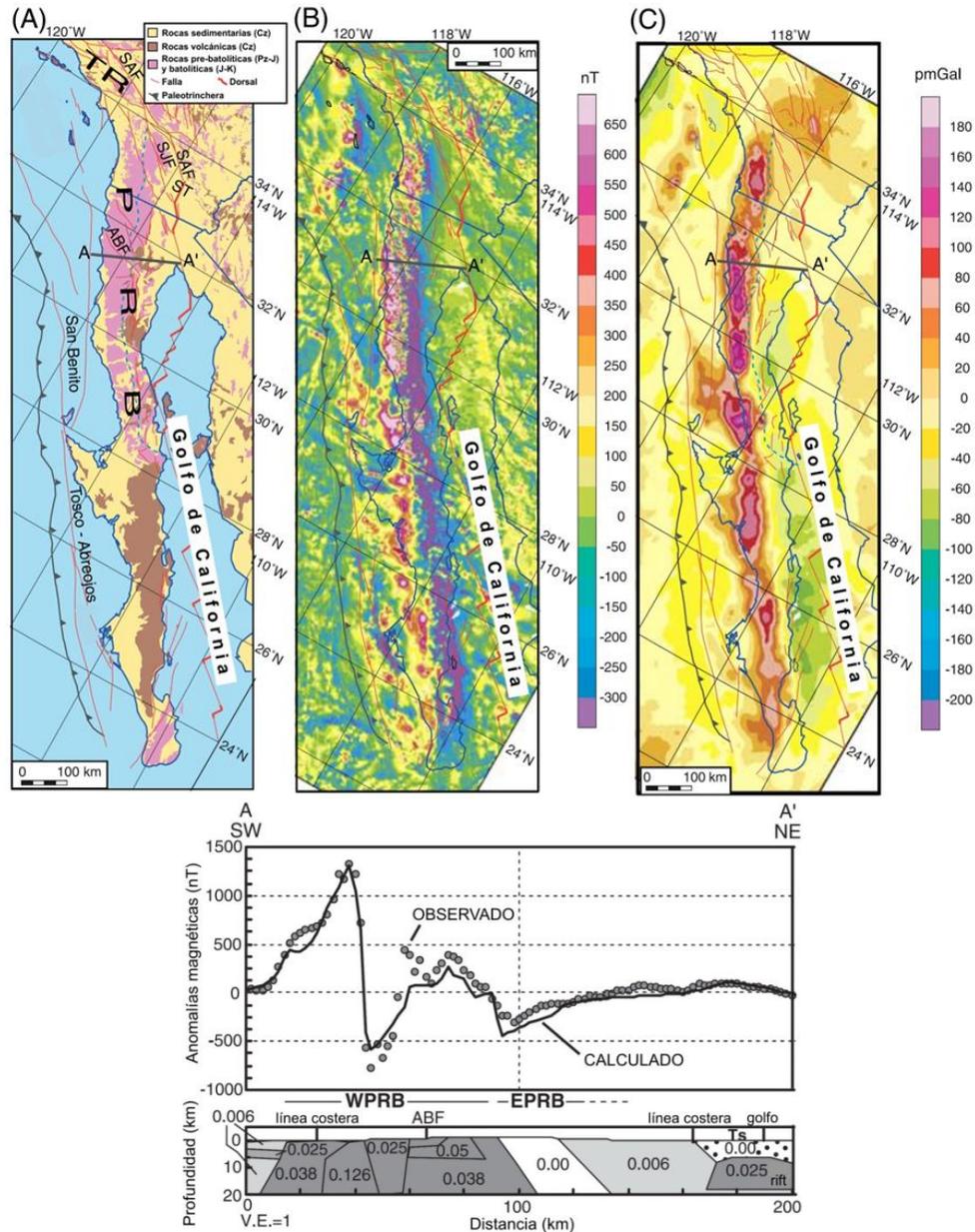


Fig. 1.1. Mapa geológico (A), magnético (B) y de potencial magnético (C) de la península de Vizcaíno. De acuerdo con Langenheim y Jachens (2003), la fuente de las anomalías magnéticas positivas en (B) y (C) seguramente proviene de las rocas máficas de la zona occidental del batolito de las Sierras Peninsulares. La línea azul punteada representa la línea de magnetita-ilmenita de Gastil *et al.* (1990). La figura también incluye el modelo magnético en 2-D del perfil A-A'. Los números en el panel inferior indican la susceptibilidad magnética en unidades SI. El modelo supone que la fuente magnética reside exclusivamente dentro de la zona occidental del BSP. Abreviaturas: ABF=falla Agua Blanca; PRB=batolito de las Sierras Peninsulares; SAF=falla San Andrés; SJF=falla San Jacinto; ST=cuenca Salton; TR=Sierras Transversales. Figura tomada de Langenheim y Jachens (2003; p. 51-2).

Tabla 1.1. Características geológicas de los plutones de la región de Vizcaíno, y de las zonas occidental, oriental y transicional de la península de Baja California, añadidas a las recopiladas por Delgado-Argote (2000; 2004), Symons *et al.* (2003) y Camarena-García (2006). En la columna correspondiente a la región de Vizcaíno los sitios en negrita pertenecen a la isla de Cedros. En la región de Vizcaíno también se incluyen los datos de la región de El Arco. Abreviaturas: A (Avilez-Serrano), 2011; B (Barthelmy), 1975; B (Barnes), 1984; C (Castro-Leyva) *et al.*, 2001; C (Chávez-Cabello) *et al.*, 2006; C y W (Chappel y White), 1974; F (Fariás-García), 1978; G y S (Gromet y Silver), 1987; J (Johnson) *et al.*, 2002; 2003; K (Krummenacher) *et al.*, 1975; K y M (Kimbrough y Moore), 2003; L (López-Martínez) *et al.*, 2002; M (Murray), 1978; O (Ortega-Rivera), 2003; S (Sedlock), 2003a; S (Schmidt) *et al.*, 2002; S (Symons) *et al.*, 2003; T (Tate) *et al.*, 1999; T y J (Tate y Johnson), 2000; V (Valencia) *et al.*, 2006; W y L (Weber y López-Martínez), 2006; W (White), 1979. Abreviaciones: Bt= Biotita; Hbl= Hornblenda; Kfs= Feldespato potásico; Py=pirita; RT=roca total.

Características de los plutones	Vizcaíno-Cedros (K y M, 2003)	Zona occidental (T <i>et al.</i> , 1999; S <i>et al.</i> , 2003; J <i>et al.</i> , 2002)	Zona transicional (J <i>et al.</i> , 2003; T y J, 2000; S y P, 2002)	Zona oriental (T <i>et al.</i> , 1999; S <i>et al.</i> , 2003; J <i>et al.</i> , 2002)
Dimensiones (r=radio)	4-40 km ²	4.5-190 km ²	San José=108 km ² El Potrero=25 km ²	400-1400 km ²
Clasificación según C y W (1974); y W (1979)	M, I (metaluminoso-peraluminoso)	I (metaluminoso > peraluminoso)	San José= I (peraluminoso)	I, S (metaluminoso >>peraluminoso)
Titanita	?	Secundaria	?	Primaria
Moscovita	No reportada	Ausente	?	Primaria
Litología	gb<ton>grd	gb (≈20%)<ton>grd	San José y Potrero= ton (~95%) >> unidades máficas; Rinconada=gb>>ton.	gb(≈2%)<<ton>grd>gr
Metamorfismo de roca encajonante	En ofiolitas=facies de esquistos verdes de grado bajo.[El Arco =esquistos verdes a anfibolita]	Esquistos verdes	En Cabalgadura Principal Mártir= Esquistos verdes de grado bajo hasta migmatitas (J <i>et al.</i> , 1999)	Anfibolita a migmatita de grado alto.
Profundidad de emplazamiento (kbar)	?	~2.0 -3.0 (5-10 km)	Rinconada=5.4 y 5.8 (15-22km). Ortogneises al sur de SSPM=5.3-6.4 (15-26 km).	~6.0 kbar (20-25 km)
Edades U-Pb en zircón (en Ma)	Ofiolitas: Vizcaíno = 217.2-215.5; Cedros = 174.5-171.8; Intrusivos: Sn Andrés = 155.6-132.7; Punta Nte = 167.5-164.3. [El Arco=164.7; V <i>et al.</i> , 2006]	~ 128-105.	Complejos elongados: Encinos = 110.4. Plutones zonados: San José = 108.5-107.5; El Potrero = 102.5; Rinconada = 101.3.	~ 105-80
Edades K-Ar según K <i>et al.</i> (1975) (en Ma)	127 Ma (C <i>et al.</i> , 2001). [El Arco: Kfs ≈ 107-125 (F, 1978); RT ≈105-94 (B, 1975)]	Al norte de Agua Blanca: Hbl=130-100; Bt=115-90	Al norte de Agua Blanca: Hbl≈105-95; Bt≈95-90	Al norte de Agua Blanca: Hbl=110-75; Bt= 90-70
Edades Ar-Ar (en Ma)	En hbl: Sn Andrés=140-137; Gran Cañón = 160. [El Arco:Py≈137; RT≈94 (L <i>et al.</i> , 2002)]	Al norte de San Quintín: Hbl≈120-100; Bt≈100-80 (O, 2003)	San José: Hbl = 103.7-101.3; Bt = 100.9-100.4; Las Palmas: Hbl = 112.7 y 101.2; Bt = 116.6-114.5 (O, 2003). El Potrero: Hbl=101; Bt=94 (C <i>et al.</i> , 2006).	Al norte de San Quintín: Hbl≈100-80 Bt≈95-60 (O, 2003)
Abundancia de elementos traza (en ppm)	Sn Andrés=Sr(451-204), Ba(913-119), Rb(5-59). Punta Nte=Sr(251-157), Ba (291-64), Rb(35-6).[El Arco=Sr(559-286), Rb(139-35), Ba(2670-290); W y L, 2006]	Sr (135-434; excepto cumulosos), Ba (41-583), Rb (1.0-59.8). Número de muestras=30.	San José y El Potrero=Sr (647-691), Ba (347-454), Rb (22-24). Numero de muestras=3.	Sr (108-645), Ba (252-1083), Rb (62-210). Numero de muestras=19.

Tabla 1.1 (cont.)

Características de los plutones	Vizcaíno-Cedros (K y M, 2003)	Zona occidental (T <i>et al.</i> , 1999; S <i>et al.</i> , 2003; J <i>et al.</i> , 2002)	Zona transicional (J <i>et al.</i> , 2003; T y J, 2000; S y P, 2002)	Zona oriental (T <i>et al.</i> , 1999; S <i>et al.</i> , 2003; J <i>et al.</i> , 2002)
Relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	En apatito: Sn Andrés=0.7037-0.7064. Gran Cañón=0.7059. [En roca total: El Arco=0.7048-0.7057; W y L, (2006)]	En roca total: 0.7022- 0.7050 (incluyendo T y J, 2000)	En roca total: San José y El Potrero=0.7035	En roca total: 0.7060-0.7150
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	no hay datos reportados [El Arco=18.10-18.25; W y L, 2006]	18.5-18.9	San José= 18.56 (M., 1978)	19.0-19.5
$\delta^{18}\text{O}$ (roca total)	no hay datos reportados	+6 a +7	?	+9 a +19
ϵNd (roca total)	no hay datos reportados [El Arco=+8.1 a +5.4; W y L, 2006]	+8 a 0	+4.9	0 a -6.7
Patrones de REE normalizados a condrita	Sn Andrés= enriquecimiento ligero en LREE, HREE plano; algunos sin anomalía de Eu.[El Arco= enriquecimiento moderado a alto en LREE, HREE plano; la mayoría sin anomalía positiva de Eu; W y L, 2006]	Enriquecimiento ligero en LREE (menos abundante que la Zona transicional), HREE plano, anomalía negativa de Eu (La/LuCN=1-16; Sr/Y= 1-114) (G y S, 1987; T y J, 2000).	Enriquecimiento moderado en LREE (menos abundante que la Zona oriental), pendiente ligera en HREE, anomalía de Eu ausente o ligeramente positiva (La/LuCN = 12-16; San José; G y S, 1987)	Enriquecimiento fuerte en LREE anomalía de Eu ausente o negativa (La/LuCN=10-25; G y S, 1987).
Óxidos primarios	Magnetita	Magnetita e ilmenita	San José y El Potrero=Ilmenita > magnetita.	Ilmenita
Deformación regional	Presencia de estructuras de melange durante el Triásico – Cretácico Inferior (S, 2003). [El Arco=rocas pre-Jurásicas con foliación NW-SE]	Ausencia de deformación regional, pero localmente intensa y penetrativa.	Intensa, mejor documentada por el Cabalgadura Principal Mártir y por el abanico de doble vergencia al sur de Sierra San Pedro Mártir.	Débil
Emplazamiento	Post-tectónico?	Tardío a post-tectónico	Sin-tectónico	Sin-tectónico
Anomalías aeromagnéticas	?	2000– 20 nT	Alrededor de la zona de estudio (A, 2011) 1400 a -1400nT	≤ 20 nT
Anomalía de Bouger	?	0 a ~+60 mgal	?	0 a ~-60 mgal
Roca encajonante	Secuencias ofiolíticas del Triásico y complejo volcánico-plutónico del Jurásico-Cretácico Inferior. [El Arco: rocas ultramáficas, volcánicas y volcanoclásticas del Triásico(?)-Cretácico Inferior]	Al nte de Agua Blanca: Rocas volcánicas Fm Santiago Peak, esquistos de mica, cuarcita. Al sur de Agua Blanca: Rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Fm Alisitos.	Secuencias volcánicas y volcanoclásticas “tipo flysch” del Triásico (?)- Cretácico Inferior de origen tectónico desconocido (S <i>et al.</i> , 2002); ortogneises y rocas intrusivas del Cretácico Inferior (S y P, 2002).	Esquisto de biotita, mármol, cuarcita, anfibolita.
Ambiente tectónico	Arco de islas sobre piso oceánico [El Arco=arco de islas tectónicamente arriba de piso oceánico?]	Arco de islas sobre piso oceánico sin material continental.	Zona limítrofe entre terrenos cuya corteza es oceánica (Zona occidental) y continental (Zona oriental).	Arco continental

En la zona occidental los plutones son de tipo I (Walawender *et al.*, 1990), relacionados a un arco oceánico, con profundidades de emplazamiento superiores a los 10 km (Johnson *et al.*, 2002). La mayoría de los plutones de la zona occidental intrusionan asociaciones volcánicas y volcanoclásticas de intra-arco (Gastil *et al.*, 1971; Busby *et al.*, 2006), asociadas a la Formación Santiago Peak al norte de la falla Agua Blanca (Fig. 1.2) o a la Formación Alisitos al sur de la misma (e.g., Sedlock, 2003a).

En la zona oriental los plutones son de tipo I y S, más jóvenes, emplazados a mayor profundidad ($< \sim 6.0$ kbar) que los de la zona occidental ($\sim 2.0 - 3.0$ kbar; Ortega-Rivera *et al.*, 1997; Johnson *et al.*, 1999; Johnson *et al.*, 2002) y relacionados a un arco continental del Cretácico Superior. Los plutones de la zona oriental intrusionan asociaciones clásticas relacionadas a un margen continental del Ordovícico al Pérmico, y a asociaciones siliciclásticas-carbonatadas del Precámbrico al Pérmico (Gastil y Miller, 1984; Gastil, 1993).

Una zona transicional ha sido definida a través de los mismos parámetros que dividen al BSP en las zonas occidental y oriental (e.g. Gromet y Silver, 1987; Tabla 1.1), y está delimitada por zonas miloníticas, fallas y cabalgamientos relacionados a un acortamiento regional (Cabalgadura Principal Mártir de Johnson *et al.*, 1999; Alsleben *et al.*, 2008; falla Rosarito de Schmidt y Paterson, 2002; cabalgadura Agua Caliente de Schmidt *et al.*, 2009). Dentro de esta zona, al igual que a lo largo del BSP, se han identificado asociaciones clásticas y volcánicas (Fig. 1.2) depositadas durante el Triásico(?)–Cretácico que según Schmidt *et al.* (2002) son depósitos “tipo flysch” de origen tectónico incierto, pero que de acuerdo con Gastil (1993) corresponden a depósitos clásticos desarrollados en una cuenca tras-arco.

De norte a sur, el BSP también presenta al menos tres fronteras, la primera de ellas de carácter estructural, otra de carácter litológico y la última de naturaleza todavía incierta.

La primera frontera es la falla ancestral Agua Blanca. Esta falla E-W corta a la orientación del BSP y corre desde San Felipe en el Golfo de California hasta el Océano Pacífico. Al norte de esta falla, la zona occidental del BSP (Santiago Peak) intrusiona un complejo

sedimentario que representa un prisma de acreción del Triásico Superior-Jurásico (Complejo Bedford Canyon; Wetmore *et al.*, 2003).

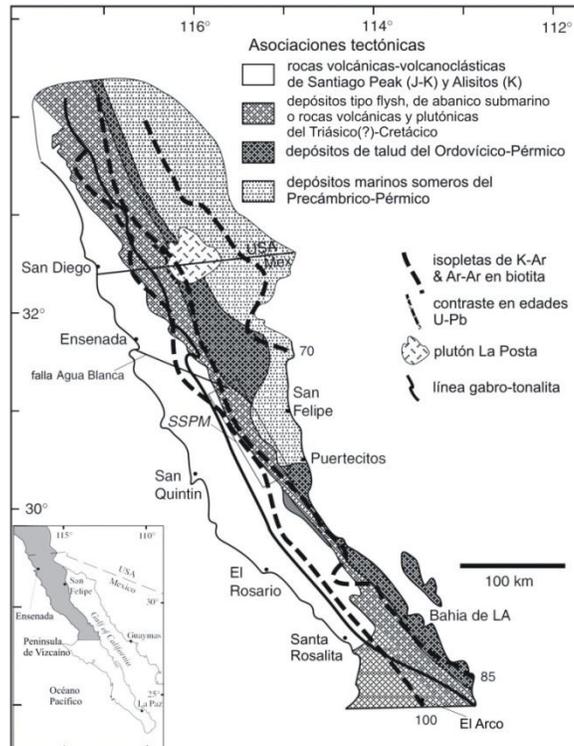


Fig. 1.2. Mapa de las asociaciones tectonoestratigráficas que encajonan al BSP. La figura incluye la línea gabro-tonalita de Gastil (1983); el contraste de edades U-Pb entre las zonas occidental y oriental; el plutón La Posta, y las isoplethas de las edades K-Ar y Ar-Ar en biotita de Krummenacher *et al.* (1975) y de Rothstein (1997; en Schmidt *et al.*, 2002). Aquí resaltan las fronteras prebatolíticas en la zona oriental del BSP alrededor de Puertecitos (cambio de depósitos marinos del Precámbrico-Pérmico a depósitos de talud del Pérmico-Ordovícico), y en la zona occidental al sur de Santa Rosaliita (cambio de depósitos volcánicos-volcanoclásticos y sedimentarios) a rocas sedimentarias, volcánicas y plutónicas del Jurásico al Cretácico Inferior (Peña-Alonso *et al.*, 2012). Figura tomada y modificada de Schmidt *et al.* (2002; p. 54).

En contraste con las zonas occidental y transicional, la geología mesozoica de la zona oriental parece ser continua a lo largo de la extensión este de la falla moderna Agua Blanca (Schmidt *et al.*, 2002). Sin embargo, 100 km al sur de ésta falla ($\sim 30.5^\circ\text{N}$), alrededor de Puertecitos (Fig. 1.2), la zona oriental presenta una frontera litológica, de edad pre-Mesozoica, correspondiente al cambio en las asociaciones que encajonan al batolito, de depósitos marinos someros del Precámbrico-Pérmico a depósitos de talud del Ordovícico-Pérmico (Gastil, 1993). Esta frontera litológica de rumbo E-W también se presenta al otro lado del Golfo de California, en la parte central de Sonora, en donde rocas de miogeoclinal del Proterozoico-Pérmico están en contacto con rocas de eugeoclinal del Ordovícico-Pérmico (Valencia-Moreno *et al.*, 1999).

A la altura de Santa Rosaliita ($\sim 28.7^\circ\text{N}$; Fig. 1.2; localidad 7 en la Fig. 1.3a) se infiere otra frontera, en esta ocasión en la zona occidental del BSP, correspondiente al cambio litológico de la Formación Alisitos al norte (Beggs, 1984), a esquistos y gneises

indiferenciados al sur y oriente (Gastil *et al.*, 1971; CETENAL, 1977a). Aunque actualmente se desconoce el proceso geológico responsable de este cambio litológico, evidencias de campo reportadas al este de Punta Prieta (Fig. 1.3b) sugieren que puede tener una naturaleza estructural. En esta zona, un cinturón de rocas meta-sedimentarias cuarzosfelsespáticas y de pelitas en facies de esquistos verdes se encuentran cabalgando a rocas volcánicas y volcanoclásticas asignadas a la Formación Alisitos (Beggs, 1984) a través de la falla inversa Mina Columbia (Fife, 1968; Gastil *et al.*, 1971 en Gastil y Miller, 1984).

Otro estudio realizado en los alrededores de la zona de estudio fue llevado a cabo por Avilez-Serrano (2011), quien realizó un análisis regional de la petrografía y de los óxidos de Fe-Ti en los plutones cretácicos de que intrusionan los esquistos y gneises indiferenciados de Gastil *et al.* (1971). Al comparar sus resultados con los patrones de las anomalías aeromagnéticas que manifiesta la región, deduce tres zonas (Fig. 1.3b) que, de acuerdo con el autor, posiblemente manifiestan la presencia de fronteras corticales anteriores al emplazamiento batolítico.

La zona de estudio se localiza entre las latitudes 28.67°N y 28.50°N (Fig. 1.3b), cerca de la costa del Pacífico e inmediatamente al sur del cambio litológico entre Alisitos y las rocas metamórficas indiferenciadas de Gastil *et al.* (1975). La zona de estudio está axialmente cortada por la frontera entre las zonas I y II de Avilez-Serrano (2011). Abarca 220 km² y comprende cinco cuerpos complejos pertenecientes al batolito de las Sierras Peninsulares y sus respectivas rocas encajonantes: (a) la serie intrusiva Nuevo Rosarito, (b) el complejo volcánico-plutónico La Unión, (c) el plutón El Salinito y (d) los plutones San Germán y El Marmolito (Fig. 1.4).

Los trabajos geológicos realizados en la zona de estudio anteriores al inicio de esta tesis son, además de los mapas de reconocimiento de Fife (1968) y Gastil *et al.* (1971), los mapas geológicos de CETENAL (1977a; 1977b) y un muestreo para el estudio isotópico de U-Pb en zircones detríticos realizado por Gastil y Girty (1993).

Desde que inició de esta tesis, han sido realizados trabajos petrográficos (Avilez-Serrano, 2008); geofísicos (Avilez-Serrano, 2011) y estructurales (Camarena-García, 2006; Juárez-

Rueda, 2008) en algunos de los cuerpos compuestos de la zona de estudio. De igual manera se han realizado trabajos petrográficos, estructurales y de susceptibilidad magnética en otros cuerpos compuestos localizados al sur de la zona de estudio (Torres-Carrillo, 2010; Torres-Carrillo *et al.*, 2011).

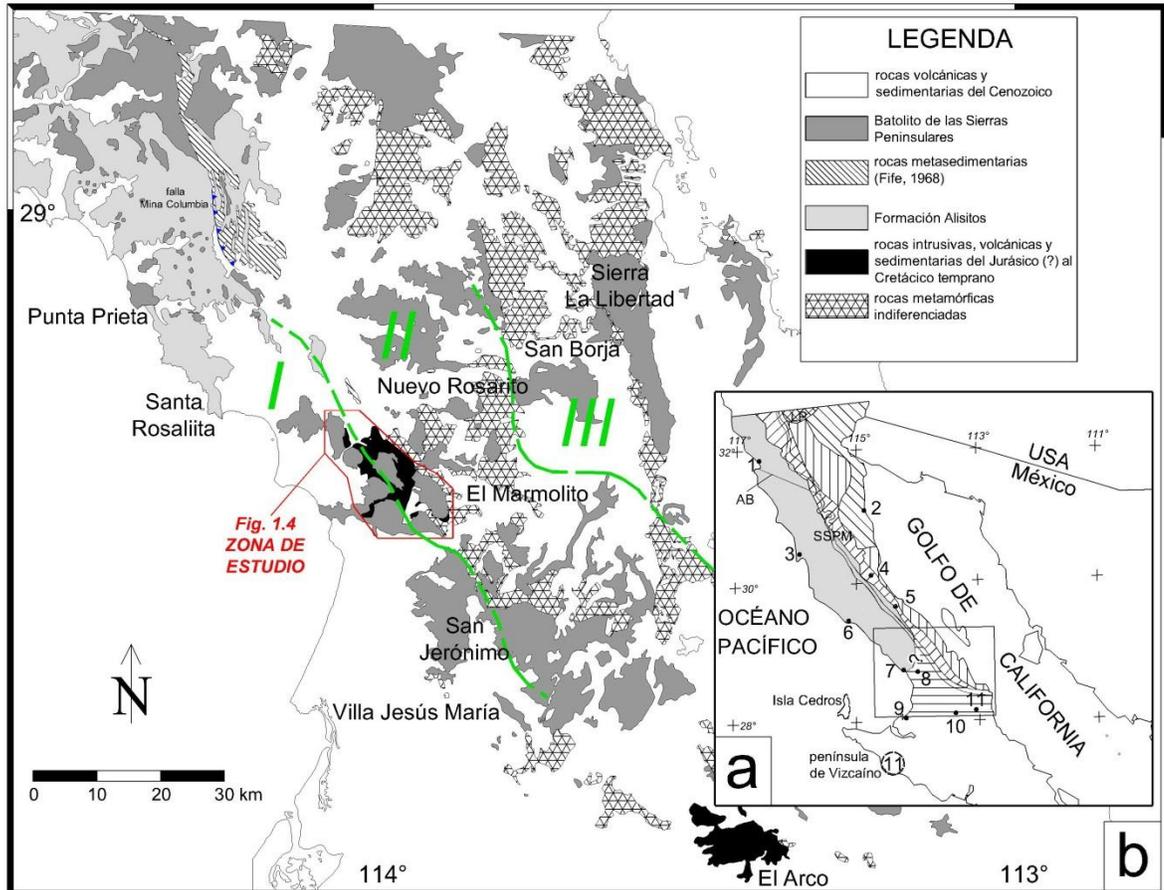


Fig. 1.3. (a) Diagrama de los distintos basamentos del batolito de las Sierras Peninsulares de la península de Baja California (modificado de Schmidt *et al.*, 2002). Los cinturones con: líneas diagonales de ascenso izquierdo= asociaciones silíceo-carbonatadas miogeoclinales del Proterozoico-Pérmico; líneas verticales=asociaciones clásticas de margen de cuenca del Pérmico-Ordovícico; líneas diagonales de ascenso derecho=asociaciones volcánicas y volcanoclásticas (tipo flysch?) del Triásico(?)-Cretácico Inferior; líneas horizontales=asociaciones volcánicas-plutónicas del Triásico (?)-Cretácico Inferior; sólido gris=rocas volcánicas de arco del Cretácico. Las líneas sólidas que dividen axialmente a la península de Baja California delimitan la línea magnetita-ilmenita de Gastil *et al.* (1990). Localidades de referencia: 1= Ensenada; 2= San Felipe; 3= San Quintín; 4= El Mármol; 5= Calamajué; 6= El Rosario; 7=Santa Rosalita; 8=Nuevo Rosarito; 9=Guerrero Negro; 10= El Arco; 11=complejo volcánico-plutónico San Andrés; LP= plutón La Posta; AG= falla ancestral Agua Blanca; SSPM= Sierra San Pedro Mártir. (b) Mapa geológico simplificado de la porción central de la península de Baja California (modificado después de Martín-Barajas y Delgado-Argote, 1996; Delgado-Argote, 2000; y Camarena-García, 2006). Las líneas punteadas en verde representan las fronteras entre las zonas I, II y III de Avilez-Serrano (2011).

También durante el desarrollo de esta tesis, se identificó que muchas de las rocas prebatolíticas de la zona de estudio grabaron una intensa deformación dúctil que no se reporta en la Formación Alisitos, a excepción de los sitios cercanos a las estructuras que yuxtaponen a la zona occidental con la transicional del batolito de las Sierras Peninsulares. Asimismo, las rocas prebatolíticas presentan edades U-Pb en zircón más antiguas al Aptiano-Albiano. Por lo tanto, las rocas prebatolíticas presentes en la zona de estudio son referidas en conjunto como rocas “pre-Alisitos”. Para su descripción, las rocas pre-Alisitos son agrupadas en 15 unidades litológicas, siete asignadas al Cretácico Inferior (Valanginiano-Hauteriviano) y ocho al Triásico (?) – Jurásico Superior.

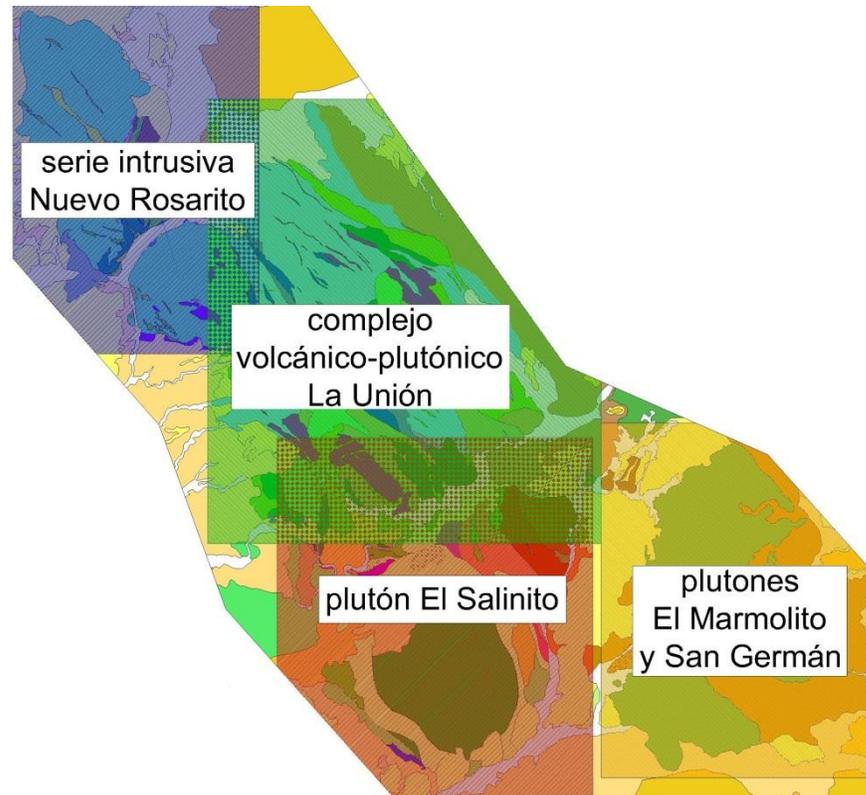


Fig. 1.4. Áreas en las que se divide la zona de estudio del Apéndice 1.

Para la descripción y análisis de los cinco “plutones” que intrusionan a las rocas pre-Alisitos fueron identificadas 16 unidades intrusivas (Apéndice 1), teniendo como premisa que los plutones son cuerpos compuestos usualmente contruidos por varios pulsos de magmas individuales (e.g. Coleman *et al.*, 2004; Vignerese, 2004; Matzel *et al.*, 2006; Kemp *et al.*, 2007; Miller, 2008; Michel *et al.*, 2008; de Saint Blanquat *et al.*, 2010). Cada

unidad intrusiva identificada se distingue del resto por presentar distintas relaciones cortantes, moda, texturas, patrones estructurales y/o firmas geoquímicas. Junto a algunas unidades intrusivas, también fueron identificadas rocas de metamorfismo de contacto asociadas a su emplazamiento.

1.2. Objetivo general y objetivos particulares

Con base en observaciones estructurales y relaciones de contacto de campo y los datos petrográficos, microestructurales, geoquímicos de roca total y geocronológicos de U-Pb en zircón obtenidos en las rocas encajonantes pre-Alisitos y batolíticas de la zona de estudio, el objetivo general de este trabajo es proponer un modelo local de la historia acrecional del Mesozoico para la península de Baja California.

De los análisis de los datos de la zona de estudio y de los modelos de evolución tectónica propuestos para la península de Baja California surgen varias preguntas que definen los objetivos particulares de este trabajo: ¿Cuál es la litología y edad de las rocas pre-Alisitos y cuál es su ambiente de formación?, ¿A qué terreno tectonoestratigráfico pertenecen?, ¿La corteza pre-Alisitos corresponde a un terreno alóctono?, ¿Existe alguna relación litológica o temporal entre las rocas pre-Alisitos de la zona de estudio y la Formación Alisitos?, ¿Cuándo se emplazaron las rocas batolíticas?, ¿Cómo influyó la corteza en su emplazamiento?, ¿Estuvieron presentes procesos de fraccionamiento y/o asimilación durante la generación de las rocas batolíticas?, ¿Existe una zona de sutura como las reportadas en la mitad norte de la península?, ¿Las rocas pre-batolíticas tienen grabado algún evento de deformación anterior a las rocas batolíticas?.

Para conseguir estos objetivos, en este trabajo fue utilizada la siguiente metodología:

- Análisis estructural de fábricas dúctiles y frágiles para inferir intensidades de deformación y la cinemática involucrada.
- Análisis petrográfico y geoquímico de las rocas intrusivas para identificar unidades intrusivas (litosomas) y proponer procesos de petrogénesis.

- Análisis textural y microestructural para definir condiciones de emplazamiento y de deformación en las rocas intrusivas, y condiciones de metamorfismo en las rocas que las encajonan.
- Estudios geocronológico de U-Pb en zircón para el fechamiento de eventos de magmatismo y de deformación que se identifiquen en este trabajo.

Tanto la litología y edad de algunas de la roca encajonante pre-Alisitos, como algunos de los patrones estructurales hallados en la roca encajonante y en los plutones de la zona de estudio, se presentan ciertas equivalencias con la litología, edad y estructuras reportadas en las secuencias "tipo flysch" del Triásico(?)-Cretácico de la zona transicional del BSP (Fig. 1.2), en las rocas prebatolíticas reportadas en El Arco (localidad 10 en la Fig. 1.3a) y en la península de Vizcaíno e Isla Cedros (Fig. 1.3a). Por lo tanto, para la discusión del modelo de acreción de la zona de estudio, en el subcapítulo 1.3 se describe la geología de esas dos últimas regiones, incluyendo las de la Sierra San Pedro Mártir, El Mármol y Sierra Calamajué.

De igual forma, desde la década pasada y a partir del inicio de este trabajo, en la literatura se han publicado trabajos relacionados con la dinámica de los magmas que han ayudado, tanto a comprender observaciones de campo y al microscopio de varias de las rocas intrusivas de la zona de estudio, como a interpretar sus mecanismos de emplazamiento. Por lo tanto, el subcapítulo 1.4 se presenta un riguroso marco teórico en donde se describe el estado del arte de los factores que influyen en el emplazamiento magmático. Finalmente, en el subcapítulo 1.5 se incluye un pequeño glosario de algunos de los términos utilizados en el manuscrito.

1.3. Marco geológico regional

1.3.1. Sierra San Pedro Mártir

La Sierra San Pedro Mártir (~31°N; SSPM en Fig. 1.3a; Fig. 1.5) se localiza dentro de la zona transicional del batolito de las Sierras Peninsulares (Schmidt *et al.*, 2009). En su margen occidental, se reportan rocas asignadas a la Formación Alisitos que se encuentran en contacto estructural, a través de la cabalgadura Principal Mártir (CPM), con rocas

volcánicas, volcanoclásticas, tobas, calco-silicatos, rocas cuarzofeldespáticas y pelitas con sillimanita más antiguas, todas ellas metamorfizadas en facies de anfibolita de grado alto con abundantes migmatitas locales (Johnson *et al.*, 1999). De acuerdo con Johnson *et al.* (1999), tales rocas están a su vez intrusionadas por intrusivos laminares y plutones del Cretácico Inferior (<135 Ma), que representan un arco que se mantuvo activo hasta hace ca. 128 Ma.

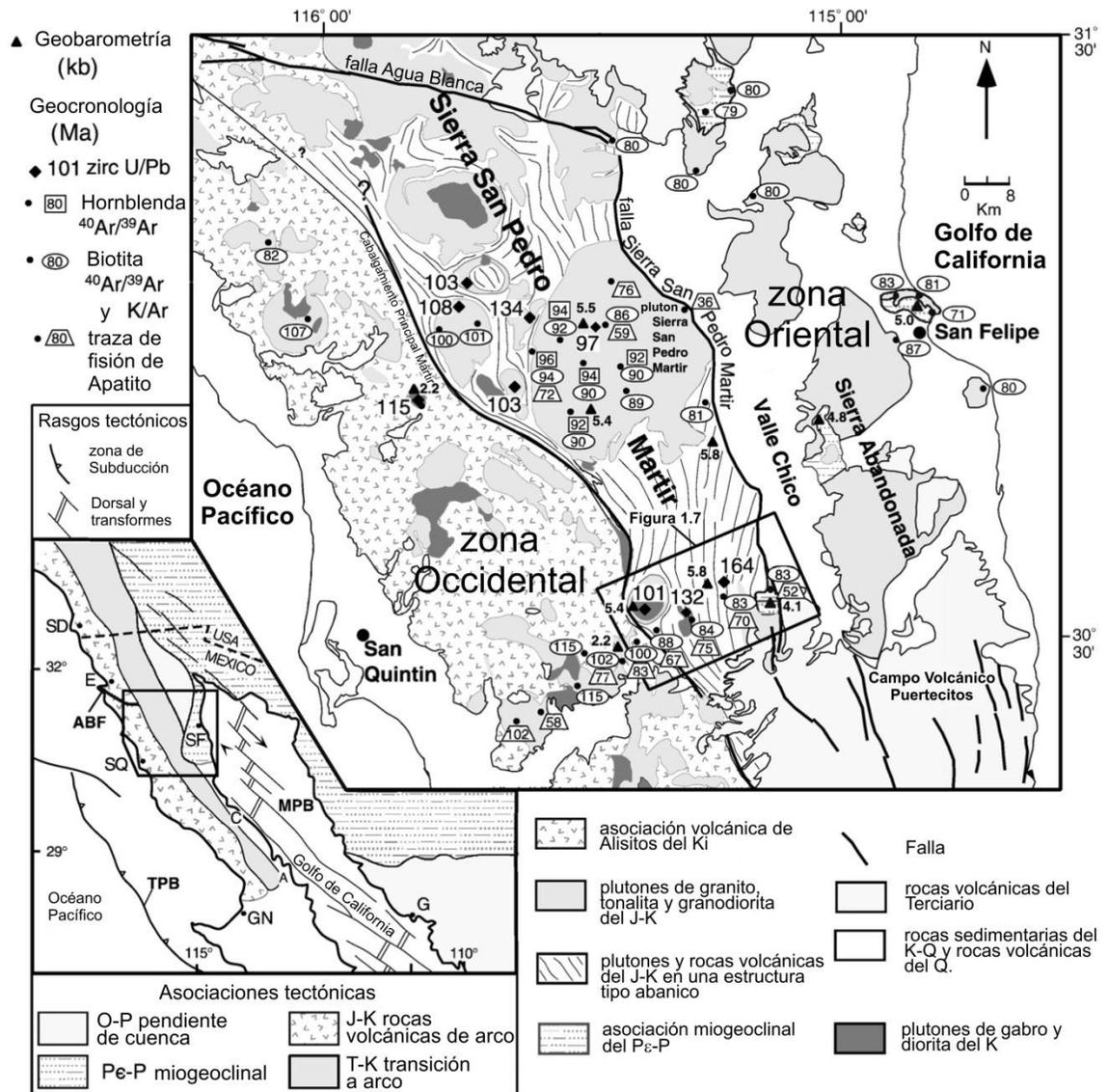


Fig. 1.5. Mapa geológico de los alrededores de la región de Sierra San Pedro Mártir, donde se muestran el Cabalgamiento Principal Mártir y la falla Sierra San Pedro Mártir que limitan la zona transicional del batolito de las Sierras Peninsulares. Figura tomada de Schmidt *et al.* (2009; p. 294).

Al sur de la Sierra San Pedro Mártir, rocas asignadas a la Formación Alisitos también se encuentran en contacto estructural, a través de una zona de deformación equivalente a la CPM, con basaltos, tobas líticas, brechas y areniscas tobáceas equivalentes a las secuencias localizadas al este del CPM (Schmidt y Paterson, 2002). También se reportan ortogneises de ca. 164 Ma con componentes heredadas de 900-1000 Ma (Schmidt, 2000; en Schmidt y Paterson, 2002). Todas estas rocas son intrusionadas por el complejo plutónico Suerte de edad U-Pb en zircón (TIMS) de 132 ± 7 Ma (Schmidt y Paterson, 2002).

Tanto al occidente como al sur de la Sierra San Pedro Mártir, la Formación Alisitos está dividida por Johnson *et al.* (1999) y Schmidt y Paterson (2002) en dos grupos: rocas "dominantemente volcánicas" y rocas "dominantemente sedimentarias", al oeste y este, respectivamente, de la falla inversa Rosarito. Esta falla es de carácter frágil y dúctil, y cabalga hacia el SW (Alsleben *et al.*, 2008). Al SE de la Sierra San Pedro Mártir, la zona transicional es delimitada al este por el cabalgamiento Agua Caliente de vergencia hacia el oeste (Schmidt y Paterson, 2002).

La deformación de la CPM fue predominantemente compresiva, generada en condiciones metamórficas en facies de anfibolita. Tal deformación ocurrió entre la intrusión de un granito de edad U-Pb con TIMS en zircón de 118.2 ± 2.6 Ma y ca. 85 Ma, que fue el período de cuando se equilibraron los gradientes térmicos de esta estructura, determinados a través de trazas de fisión en apatito por Schmidt (2000; en Schmidt y Paterson, 2002).

De acuerdo a Schmidt y Paterson (2002) y Schmidt *et al.* (2009), tanto el CPM y la falla Rosarito al occidente, como el cabalgamiento Agua Caliente al oriente, delimitan a la zona transicional del BSP y definen a escala regional un abanico estructural de doble vergencia de ~4.5 km de extensión que fue generado durante la yuxtaposición del arco Alisitos con el margen de Norteamérica (Fig. 1.6). Al occidente y en la parte central de este abanico bivergente, Alsleben *et al.* (2011) fechó una arcosa de grano fino con una edad máxima de depósito de 110 Ma y con una edad heredada de 153 ± 28 Ma, asociada a una secuencia composicionalmente heterogénea y fuertemente deformada.

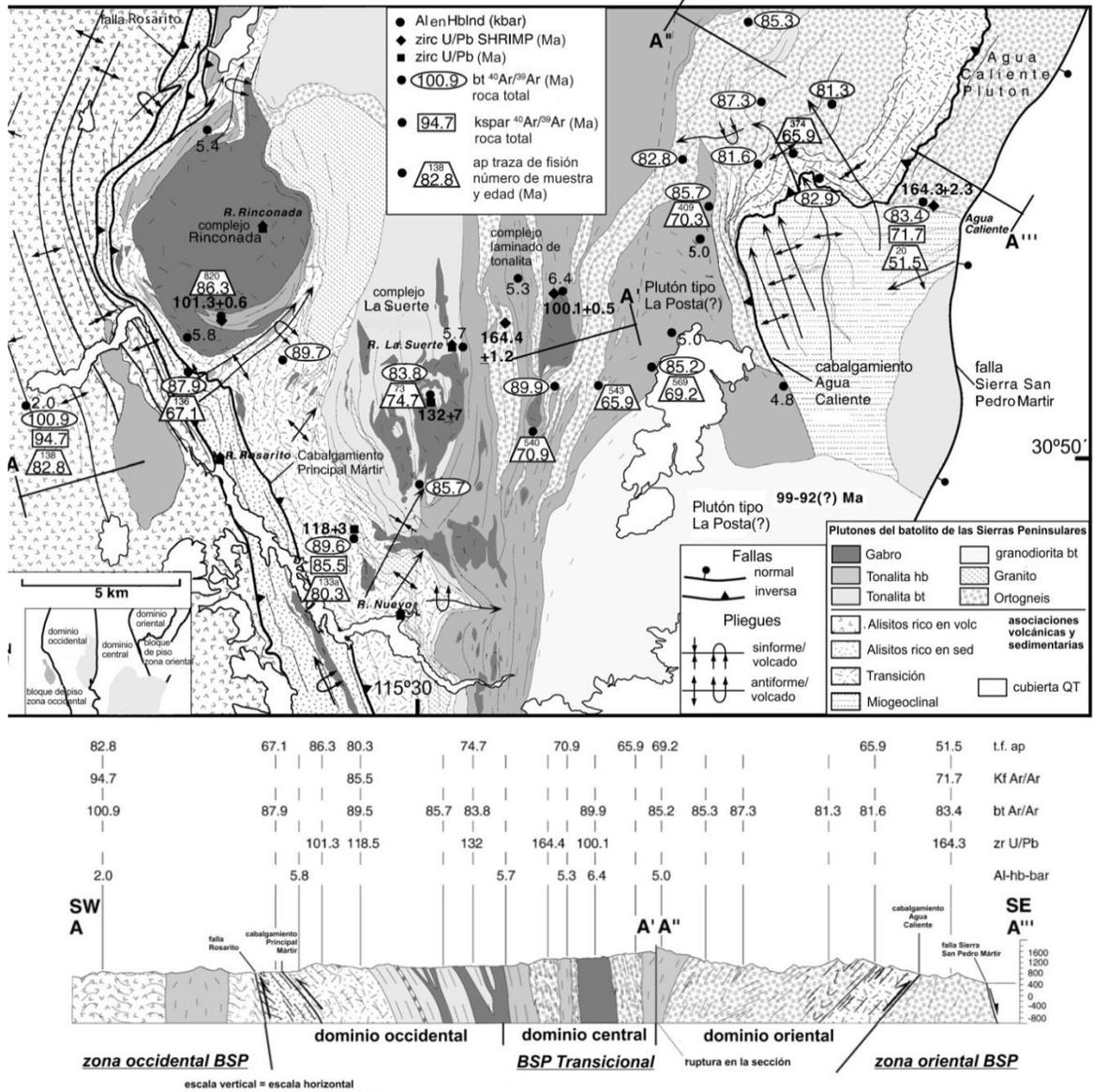


Fig. 1.6. Mapa geológico de la región al sur de Sierra San Pedro Mártir y secciones estructurales A-A' y A''-A'''. En el mapa geológico, las líneas representan a las foliaciones de estado sólido (líneas largas) y la foliación magmática (líneas cortas). Los resultados de Al en hornblenda y U-Pb en zircón son reportadas en Schmidt y Paterson (2002), mientras que los análisis de trazas de fisión en apatito y ⁴⁰Ar/³⁹Ar son reportadas en Schmidt *et al.* (2009). Figura tomada de Schmidt *et al.* (2009; p. 296-297).

1.3.2. El Mármol

La región de El Mármol (~30.0°N; localidad 4 en la Fig. 1.3a) consiste en depósitos de talud de cuenca continental del Paleozoico al Triásico correspondientes a las Formaciones El Volcán y De Indio (descritas por Buch y Delattre, 1993), interpretadas como depósitos de cuenca y sobreyacidas en discordancia angular por metasedimentos de la Formación

Olvidada (descrita por Phillips, 1993). La Formación Olvidada es asignada por Phillips (1993) “tentativamente” al Aptiano-Albiano a través de la identificación de un fósil. Esta formación está dividida en los miembros inferior, medio y superior. El miembro inferior consiste en conglomerados y areniscas, de los cuales se distinguen detritos volcánicos y clastos de caliza, depositados en un ambiente marino somero a profundo. El miembro medio consiste en una intercalación rítmica de pedernal y filitas, depositados en la parte exterior de un abanico submarino. El miembro superior consiste en conglomerados con clastos del miembro medio, cuarcita calcárea y andesita subordinada de ambiente subaéreo, asociadas a un abanico submarino. El miembro medio y superior están en discordancia angular. De acuerdo con Phillips (1993), la Formación Olvidada representa una cuenca tras-arco, aparentemente correspondiente a Alisitos, que fue sujeta a metamorfismo regional de facies de esquistos verdes alto a anfibolita baja. Buch y Delattre (1993) identificaron dos periodos de plegamiento en la región de El Mármol. El primero, que afectó a las Formaciones El Volcán y De Indio, se manifiesta como pliegues estrechos e isoclinales de rumbo NW y echado al NE. El segundo, que afectó a las formaciones anteriores y a La Olvidada, también se manifiesta como pliegues estrechos e isoclinales, pero de rumbo hacia el W. Este segundo evento de deformación no afectó a los intrusivos del Cretácico Superior.

1.3.3. Sierra Calamajué

En la región de Sierra Calamajué (~29.4°N; localidad 5 en la Fig. 1.3a), las rocas que Schmidt *et al.* (2002) describe como “tipo flysch” corresponden a intercalaciones de basalto, andesita de hornblenda, cuarzodacita, rocas volcanoclásticas y conglomerados, todas estas rocas asignadas a la Unidad Cañón Las Palmas (Griffith, 1987). Griffith (1987) obtuvo una edad U-Pb TIMS en zircón de un flujo de cuarzo dacita perteneciente a la Unidad Cañón Las Palmas de *ca.* 156 Ma.

La Unidad Cañón Las Palmas sobreyace estructuralmente a intercalaciones de pedernal con filita de cuarzo-mica del Paleozoico al Pérmico (correspondientes a la unidad Cañón Calamajué) a través de falla inversa frágil-ductil El Molino de rumbo ~NW-SE (Fig. 1.7), la cual acomodó un desplazamiento vertical de ~5-6 km (Alsleben *et al.*, 2008).

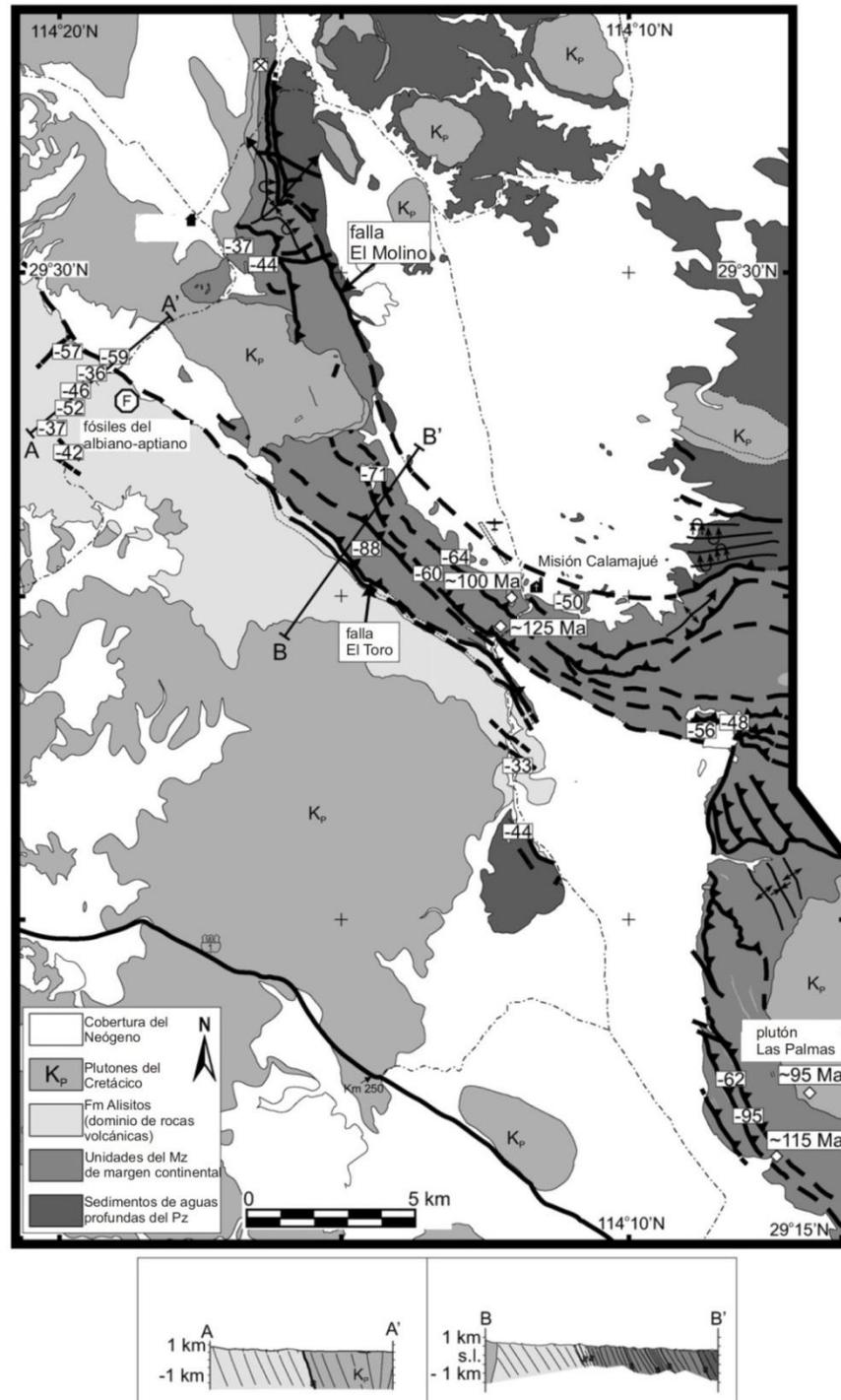


Fig. 1.7. Mapa geológico de la región de Sierra Calamajué. Los números en los recuadros representan el porcentaje de acortamiento de las rocas en dirección vertical. Las flechas pequeñas en los perfiles A-A' y B-B' indican una cinemática de bloque NE hacia arriba. Figura tomada de Alsleben *et al.* (2008; p. 226).

Griffith y Hoobs (1993) correlacionan estratigráficamente a la Unidad Cañón Calamajué con las Formaciones El Volcán y De Indio de la localidad El Mármol. Las rocas de la Unidad Cañón Calamajué presentan pliegues isoclinales y/o una foliación penetrativa (Griffith y Hoobs, 1993), y un metamorfismo en facies de anfibolita de grado bajo. Asimismo, la Unidad Cañón de las Palmas subyace estructuralmente a las unidades Cañón McCarty y La Asamblea, correspondientes a la Formación Alisitos según Griffith y Hoobs (1993), a través de la falla inversa frágil El Toro también de rumbo ~NW-SE (Fig. 1.7), en la cual se reportan zonas de cizalla dúctil y la reactivación de estructuras dúctiles más antiguas (Alsleben *et al.*, 2008). La unidad McCarty está formada por areniscas y conglomerados de riolita, andesita y dacita, acompañados por rocas piroclásticas. La base de esta unidad está formada por conglomerados de cuarcita, los cuales Griffith (1987) sugiere que fueron derivados de la unidad Las Palmas y que se depositaron a lo largo de una discordancia erosional. Por su parte, la unidad La Asamblea está formada por brechas, tobas y rocas volcanoclásticas de composición intermedia a ácida. Griffith (1987) obtuvo una edad U-Pb en zircón de ca. 125 Ma en una toba ubicada en la base de la columna estratigráfica.

El Molino y El Toro son fallas de cinemática de bloque NE sobre SW, generadas durante un evento compresivo que inició hace ~115 Ma y cesó hace ~95 Ma; siendo esta última la edad U-Pb en zircón del plutón post-deformacional Las Palmas (Fig. 1.7; Alsleben, 2005; en Alsleben *et al.*, 2008),

De acuerdo a la edad de las unidades que afectan, Alsleben *et al.* (2008) relacionan a las fallas El Molino (que separa a las unidades paleozoicas con las jurásicas) y El Toro (que separa a las unidades jurásicas con las cretácicas) con el evento que generó la CPM en Sierra San Pedro Mártir. Sin embargo, la deformación que presentan las unidades paleozoicas indica otro evento anterior que no tuvo relación con la generación de El Molino y El Toro (Alsleben, 2005; en Alsleben *et al.*, 2008).

1.3.4. Región Vizcaíno-Cedros

Las rocas más antiguas de esta región pertenece a un complejo de subducción ofiolítico del Triásico Superior expuesto de manera discontinua a lo largo del margen Pacífico de la

península de Vizcaíno, en Isla Cedros, Islas San Benito, Isla Magdalena e Isla Santa Margarita (Fig. 1.8). Al sur de la península de Vizcaíno, en Punta San Hipólito (Fig. 1.8), aflora la cubierta sedimentaria triásica de las ofiolitas asignada a la Formación San Hipólito (Kimbrough y Moore, 2003).

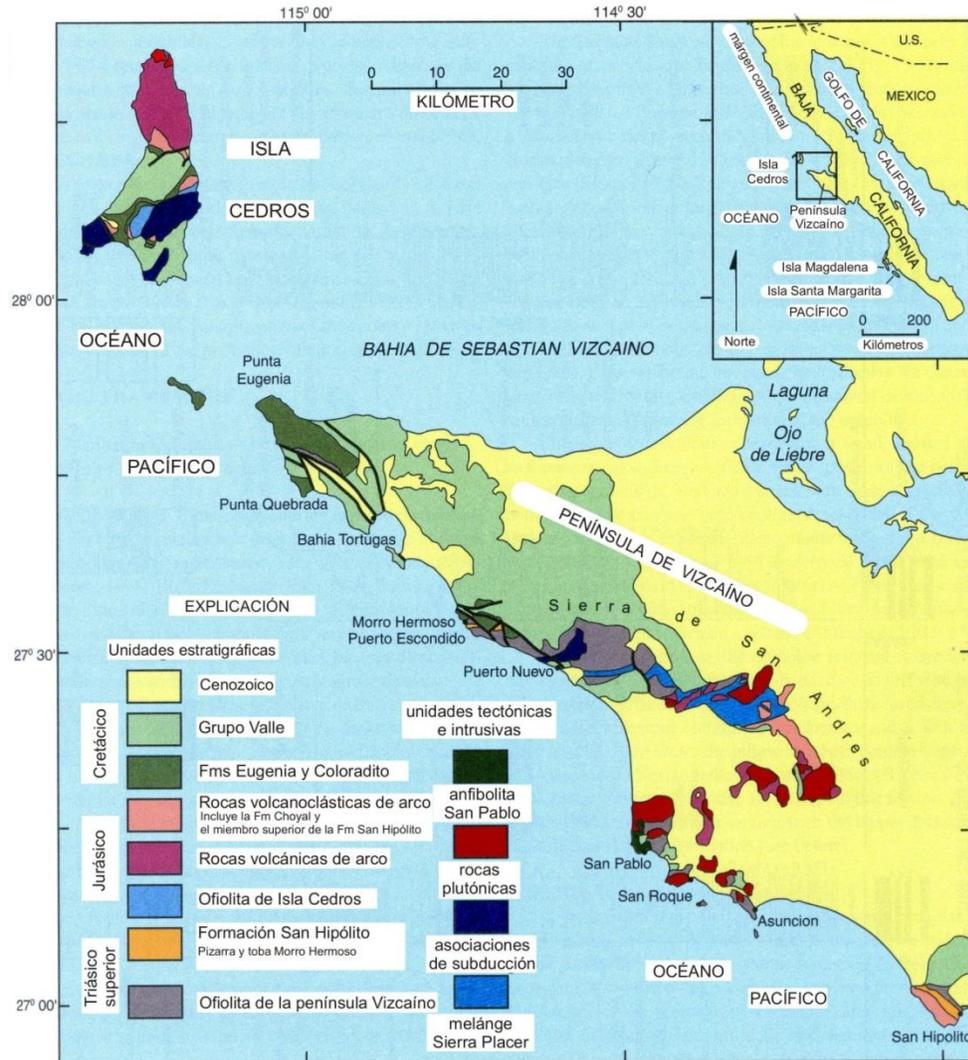


Fig. 1.8. Mapa litológico de la península de Vizcaíno y de la Isla Cedros. Figura tomada de Kimbrough y Moore (2003; p. 45).

En la parte central de la península de Vizcaíno, las ofiolitas afloran en la mitad occidental de la Sierra de San Andrés (Fig. 1.8) y están separadas de rocas de arco anteriores al Jurásico Superior (Formación Cerro El Calvario) por un melánge con matriz de serpentinita (melánge Sierra Placer; Moore, 1985; en Kimbrough y Moore, 2003). La Formación Cerro El Calvario consiste en derrames andesíticos y lavas almohadilladas basálticas intercalados

por volcanoclastos (Kimbrough y Moore, 2003). Esta formación está en contacto deposicional sobre turbiditas volcanoclásticas (Fig. 1.9), las cuales son interpretadas por Moore (1984) como escombros depositados a lo largo de una falda volcánica y, con base en su similitud composicional y sedimentológica, se correlacionan con el miembro superior de la Formación San Hipólito.

Al norte de Isla Cedros, las ofiolitas están sobreyacidas por la Formación Choyal (Fig. 1.9; Kilmer, 1979), que consiste en rocas volcánicas submarinas y volcanoclásticas intrusionadas por granitoides fechados con U-Pb en zircón en 163 ± 3 y 167 ± 5 Ma (Kimbrough y Moore, 2003). La Formación Choyal está sobreyacida por rocas volcánicas sub-alcalinas del Jurásico Medio asignadas a la Formación Gran Cañón (Fig. 1.9; Kilmer, 1979) a través de una fecha U-Pb en zircón de 164 ± 3 Ma (Kimbrough y Moore, 2003). De acuerdo con Busby-Spera (1988), la Formación Gran Cañón corresponde a depósitos piroclásticos de faldas marinas generadas en una cuenca tras-arco.

Tanto las rocas ofiolíticas triásicas, como las Formaciones Cerro El Calvario y San Hipólito en la península de Vizcaíno, y Choyal y Gran Cañón en Isla Cedros, están intrusionadas por gabros, dioritas y granitoides fechados por U-Pb en zircón por Kimbrough y Moore (2003) en 166 ± 3 Ma en Isla Cedros (Punta Norte), y en 134.5 ± 3.9 a 155.6 ± 2.8 Ma en Vizcaíno (Sierra San Andrés). Estos intrusivos jurásicos y las rocas que los encajonan son referidos en conjunto como el complejo volcánico-plutónico Cedros-San Andrés (Rangin, 1978).

En Isla Cedros, el complejo volcánico-plutónico Cedros-San Andrés está sobreyacido por la Formación Coloradito del Jurásico Medio (Fig. 1.9), que consiste en limolitas, olistostromas y tobas subordinadas en la cima estratigráfica de donde se reporta de edad K-Ar en hornblenda de 159 Ma (Boles y Landis, 1984). Los olistostromas de esta formación fueron fechados por U-Pb en zircón por Kimbrough y Moore (2003) en 173.1 ± 3.8 a 186.1 ± 5.3 Ma. De acuerdo con Busby-Spera (1988), la Formación Coloradito también incluye bloques derivados de las Formaciones Choyal y Gran Cañón. Boles y Landis (1984) interpretan que la Formación Coloradito representa una facies de talud contemporáneo al melánge Sierra Placer localizada en la península de Vizcaíno.

La Formación Coloradito y el complejo volcánico-plutónico Cedros-San Andrés del norte de Vizcaíno son sobreyacidos en contacto erosivo por la Formación Eugenia del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Fig. 1.9), que consiste en rocas volcanoclásticas e ígneas con un miembro inferior volcanogénico del Tithoniano-Neocomiano (Barnes, 1984) y un miembro superior epiclástico del Aptiano-Albiano (Formación Perforada; Hickey, 1984). Kimbrough *et al.* (1987) identifican clastos granitoides embebidos dentro de la Formación Eugenia que tienen similitud en edad y composición con los granitoides de Sierra San Andrés. De acuerdo con Barnes (1984), las Formaciones Coloradito y Eugenia fueron derivadas de los volcanes del complejo volcánico-plutónico Cedros-San Andrés. Todo el conjunto anterior está cubierto por areniscas, arcillas y conglomerados de agua profunda del Albiano-Eoceno del Grupo Valle (Fig. 1.9).

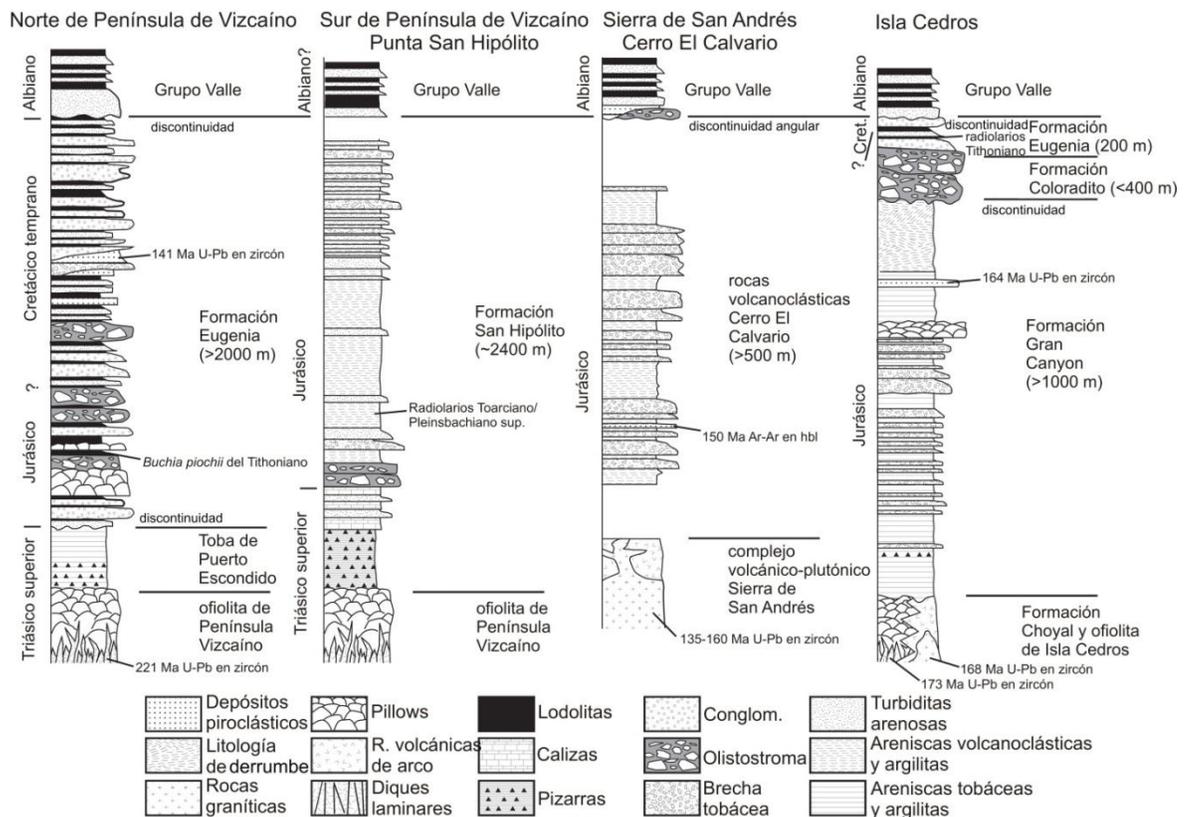


Fig. 1.9. Columnas estratigráficas generalizadas de los cuatro dominios principales de la región Vizcaíno-Cedros. Figura tomada de Kimbrough y Moore (2003; p. 46).

Sedlock (2003b) realizó una revisión estructural de la península de Vizcaíno y reporta cuatro fases de deformación mesozoica para esta zona: a) una extensión pre-Jurásico

Superior (antes de 160 Ma) impresa en las rocas ofiolíticas triásicas; b) un acortamiento durante el Jurásico Superior al Cretácico Inferior (aproximadamente entre 160 y 120 Ma), que generó el Melánge Puerto Nuevo (localizado al occidente del melánge Sierra Placer; Fig. 1.8) y que se manifiesta como cabalgaduras en rocas máficas del Triásico; c) una transcurrencia (izquierda?) de orientación E-W más joven que el miembro inferior volcanogénico de la Formación Eugenia (después de ~150-125 Ma); y d) una extensión impresa en la Formación Eugenia y Grupo Valle que, a través de la relación cortante de fallas normales, debió comenzar en el Cretácico Inferior cuando la transcurrencia de orientación E-W seguía activa.

1.3.5. Región El Arco-Calmalli-El Cañon

El afloramiento más meridional del BSP se localiza en la región de El Arco (Fig. 1.2; ~28.1°N). Esta región es geológicamente conocida por un stock pórfido cuprífero de composición monzodiorítico a cuarzo monzodiorítico fechado por Re-Os en molibdenitas y U-Pb en zircón en 164 Ma (Valencia *et al.*, 2006; Weber y Lopez-Martinez, 2006). Este stock jurásico corta tres unidades litológicas: (1) flujos masivos de andesitas de hornblenda; (2) volcanoclastos de brecha andesítica y rocas piroclásticas, intercaladas con rocas clásticas; y (3) depósitos de lutitas y calizas intercaladas por brechas, conglomerados, areniscas y tobas (Barthelmy, 1979; en Weber y Lopez-Martinez, 2006).

El stock jurásico y su roca encajonante fue posteriormente metamorfozado a facies de esquistos verdes por granitoides de edad K-Ar en roca total, matriz y en hornblenda de ~107-94 Ma (Barthelmy, 1975; 1979; en Weber y Lopez-Martinez, 2006).

A 15 km al NW de El Arco, en Rancho el Cañon y Calmalli (Fig. 1.3b), Rangin (1978; en Gastil y Miller, 1984) reporta varias “unidades tectónicas” de rumbo NW, conformadas por: (1) serpentinita con bloques de peridotita, piroxenita y anfibolita; (2) metabasita fuertemente deformado; y (3) gabro y diorita de hornblenda; todos ellos en contacto tectónico con depósitos volcánicos y volcanosedimentarios con fábricas de rumbo NW y vergencia hacia el SW.

1.3.6. Formación Alisitos

La Formación Alisitos incluye desde brechas sedimentarias a calizas y desde basaltos a riolitas (Gastil *et al.*, 1971). La sección tipo de esta formación está conformada por tobas, lodolitas, andesitas, piroclastos y rocas epiclásticas intercaladas con calizas (Allison, 1955; en Gastil *et al.*, 1971). La Formación Alisitos está conformada a la altura de El Mármol (localidad 4 en la Fig. 1.3) por rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición ácida interestratificada con calizas, sobreyacidas por tobas y arcillas (Beggs, 1983; en Beggs, 1984). En las cercanías de Punta Prieta (30 km al norte de la localidad 7 en la Fig. 1.3), Beggs (1984) la identifica rocas volcánicas andesíticas, brechas tobáceas y toba de lapilli, acompañadas de rocas volcanoclásticas.

El estudio más reciente de la Formación Alisitos fue realizado por Busby *et al.* (2006) al este y sureste de San Quintín y El Rosario. A partir de análisis litológicos y estructurales, estos autores proponen una fase extensiva seguida de un rifting vigente en el arco Alisitos durante su formación. En su localidad tipo, el contenido fosilífero en las calizas la sitúa en el Aptiano-Albiano (e.g., Allison, 1974). Cerca de Punta Cabras, Silver *et al.* (1969, en Gastil *et al.*, 1975) fechó una toba con U-Pb en zircón en 127 ± 5 Ma, la cual, de acuerdo con estos autores, es contemporáneo a la Formación Alisitos. Busby *et al.* (2006) fechó en 110.6 Ma una ignimbrita perteneciente a esta formación localizada al este de El Rosario.

1.4. Conceptos básicos de petrogénesis

1.4.1. ¿Qué es magma?

El magma es una mezcla multifase de alta temperatura compuesto por una fracción sólida y otra gaseosa acarreadas por una fase líquida (e.g. Spera, 2000; Petford, 2003).

En condiciones anhidras y a presiones atmosféricas, los fundidos de peridotita y gabro suelen presentar temperaturas de 1600 °C y 1200 °C, respectivamente (Spera, 2000); mientras que los fundidos de tonalita y leucogranito usualmente presentan temperaturas de 950 °C y 750 °C, con un contenido “ideal” de H₂O del 6% y 4%, respectivamente, a 8 kbar (Petford, 2003). De acuerdo con Sirbescu y Nabelek (2003), los magmas que contienen un alto contenido en elementos incompatibles (Li, B, P), H₂O y CO₂, como aquellos

provenientes de sistemas graníticos-pegmatíticos, pueden alcanzar temperaturas menores que 400 °C.

La fracción sólida del magma consiste principalmente en cristales de silicatos y óxidos. Por su parte, la fracción líquida del magma es generalmente un fundido rico en sílice.

Finalmente, la fracción gaseosa está dominada por agua en forma de H₂O molecular o radical OH⁻ y CO₂ disuelto (Spera, 2000). La proporción entre sólidos, líquido y volátiles modifica enormemente las propiedades reológicas de los magmas. En este trabajo, el término *magma* hace referencia a la mezcla multifase de fracción sólida, líquida y de vapor; mientras que *fundido* se refiere a las fracciones líquida y gaseosa.

1.4.2. Generación y segregación

En los arcos magmáticos, la generación del magma inicia con la liberación de fluidos provenientes de la placa en subducción que promueven una significativa hidratación en la cuña de manto (e.g. Tarney y Jones, 1994); aunque también puede ocurrir por la descompresión del manto al ascender hacia la cuña de manto (e.g. Elkins-Tanton y Grove, 2001).

Por medio de la compilación de trabajos experimentales sobre reacciones de distintas fases minerales, Schmidt y Poli (1998) describen que la deshidratación de la placa en subducción ocurre a partir de 50 km de profundidad (hasta > 250 km; Kawakatsu y Watada, 2007) a través de reacciones de descomposición de las fases minerales hidratadas que la constituyen.

Tales fluidos provenientes de la deshidratación de la placa en subducción metasomatizan el manto y/o facilitan su fusión parcial (Tarney y Jones, 1994), generando fundidos hidratados. Los fundidos hidratados tienen una flotabilidad alta y tienden a ascender hacia profundidades más someras con material de manto más caliente. En tales condiciones, los fundidos entran en desequilibrio y reaccionan con la fracción sólida del manto, formando más fundido. Este proceso continúa hasta la parte más caliente de la cuña de manto (Grove, 2000).

Grove *et al.* (2006) proponen que la máxima cantidad de fundido (10-15%) ocurre en el núcleo caliente de la cuña de manto, localizada entre 40 y 63 km de profundidad. Sin embargo, Schmidt y Poli (1998) y Abers *et al.* (2006) a través de análisis experimentales y de la tomografía sísmica por debajo de la Sierra de Alaska, respectivamente, sugieren la presencia de una región de acumulación de fundido localizado a >80 km de profundidad.

Independientemente de la profundidad en donde se acumule la mayoría del líquido proveniente de la fusión parcial del manto, los fundidos hidratados en ascenso que superan la parte más caliente de la cuña de manto entran en contacto con la porción más somera y más fría del manto. Bajo estas nuevas condiciones, los fundidos comienzan a enfriarse y a cristalizar.

Los magmas generados en el manto son de composición basáltica a andesítica rica en MgO (Grove, 2000). Por su parte, la generación de los magmas de composición intermedia y ácida en los arcos magmáticos se atribuye a tres procesos principales: a) la diferenciación de los magmas del manto (magmas primarios) al cristalizar en la parte superior del manto o dentro de la corteza (e.g. Grove *et al.*, 2003); b) la fusión parcial de metabasalto en la base de la corteza (e.g. Rapp y Watson, 1995; Annen *et al.*, 2006); y c) la incorporación de material cortical en los magmas primarios (Kemp *et al.*, 2007).

Después de la generación de los fundidos, el siguiente proceso en la evolución de los magmas de arco es la segregación, que es la separación mecánica de la roca en donde son generados, ya sea en el manto superior y/o en la base de la corteza, aunque también puede ocurrir en cualquier cuerpo intrusivo que experimente cristalización (Weinberg, 2006).

La habilidad del fundido de segregarse mecánicamente de la matriz sólida que la contiene está fuertemente controlada por su viscosidad (e.g., Daines, 2000). La viscosidad es fuertemente dependiente de la composición. En general, los magmas félsicos son más ricos en elementos de potencial iónico alto (HFSE; *high field strength elements*) que los magmas máficos (e.g., Spera, 2000). De acuerdo con Mysen *et al.* (1982), el incremento de HFSE en los silicatos aumenta la estabilidad de estructuras moleculares que ocupan mayor espacio en los fundidos, lo que explicaría porqué los magmas félsicos tienen mayor

compresibilidad y viscosidad que los máficos, y porqué la viscosidad en los magmas máficos es menos dependiente de la presión que la de los andesíticos.

De igual manera, la viscosidad del fundido es menor a mayor temperatura, presión y contenido en volátiles (Spera, 2000). De estos tres parámetros, el contenido en volátiles es el más crítico (e.g. Baker, 1998; Zhang *et al.*, 2003; Nabelek *et al.*, 2009).

A través de la comparación de varios estudios experimentales en condiciones isobáricas, Clemens y Petford (1999) y Petford *et al.* (2000) reportan que, en los magmas félsicos, el contenido de H₂O y la temperatura son parámetros interdependientes y se compensan entre sí para que estos magmas mantengan una viscosidad aproximadamente constante de $\sim 10^4$ Pa·s. Scaillet *et al.* (1998) obtuvieron resultados similares a través del estudio del equilibrio de fases minerales de una viscosidad constante para los magmas félsicos de $\sim 10^{4.5}$ Pa·s independientemente de la temperatura del magma o de su nivel de emplazamiento. A partir de estos datos, Clemens y Petford (1999) mencionan que debe abandonarse la idea de que el estilo de emplazamiento de los magmas graníticos es controlado por la composición del fundido. Los mismos autores también señalan que ante estos resultados, los magmas máficos pueden ser 10 a 1000 veces menos viscosos que los félsicos.

Aún cuando la temperatura, la presión y el contenido de volátiles son los parámetros dominantes que influyen en la viscosidad del fundido, el parámetro que rige la viscosidad y la reología del magma, como mezcla multifase, es la carga de sólidos acarreada por la fase líquida (e.g. Pinkerton y Stevenson, 1992; Spera, 2000) acompañada del decremento del contenido de H₂O (e.g. Annen *et al.*, 2006). El fenómeno que domina la formación de sólidos en el líquido es la cristalización.

De acuerdo con McKenzie (1984), la compactación gravimétrica es suficiente para promover la segregación de los magmas primarios en el manto. Sin embargo, como la compactación es insuficiente para que los magmas félsicos sean segregados debido a su mayor viscosidad (Petford *et al.*, 2000), varios estudios sugieren que la compactación debe ser complementada por la deformación del manto superior (e.g., Kelemen y Dick, 1995; Kohlstedt y Holtzman, 2009) y de la base de la corteza, la cual promovería la canalización

de los fundidos hacia niveles corticales más someros (Vigneresse *et al.*, 1996; Vigneresse y Clemens, 2000; Holtzman *et al.*, 2003; Rabinowicz y Vigneresse, 2004).

Para darse una idea de cómo influyen las distintas tasas de deformación en la segregación magmática, Vigneresse y Burg (2004) modelaron el comportamiento de una roca parcialmente fundida ubicada en la corteza inferior, con el porcentaje de líquido necesario para experimentar segregación magmática, sujeta a distintas tasas de deformación. Al integrar argumentos teóricos (tasas de deformación y viscosidad) con condiciones geológicas a escala cortical, estos autores reportan que a altas tasas de deformación el contraste de viscosidad entre el fundido y su matriz disminuye ~1-3 órdenes de magnitud, lo que permite que el fundido y la roca parcialmente fundida se deformen como una sola unidad; sin embargo, a bajas tasas de deformación el contraste de viscosidad entre el fundido y su matriz aumenta ~6 órdenes de magnitud, por lo que el fundido tenderá a deformarse y relajarse mucho más rápido que la matriz, promoviendo inestabilidades internas. Una implicación del estudio de estos autores es que el campo de esfuerzos vigente en la corteza inferior deberá imprimir bajas tasas de deformación, o experimentar una variación temporal, para que se lleve a cabo la segregación magmática de manera eficiente. Otra implicación importante es que como las inestabilidades internas que promueven la segregación magmática son intermitentes, la segregación magmática debe ser discontinua (e.g. Vigneresse y Burg, 2000; Vigneresse *et al.*, 2008).

1.4.3. Ascenso

Los parámetros físicos que dominan el ascenso de los magmas son su viscosidad y su densidad. La densidad de los magmas es controlado por el peso molecular de los elementos que contienen y su proporción relativa, por lo que es fuertemente dependiente de la composición. La densidad oscila de 2.5 a 2.9 gr/cm³ a temperaturas magmáticas (~1100°C) y a presiones bajas (Spera, 2000). La adición de FeO, MgO, TiO₂ y CaO al fundido incrementa su densidad; mientras que la adición de álcalis y volátiles (relativamente compresibles) produce el efecto contrario, además de contribuir con la dependencia de la densidad con la presión (Spera, 2000). El efecto del H₂O en la densidad del magma es tal que la adición de 1% disuelto en un fundido basáltico es equivalente al incremento de la

temperatura del fundido a ~400°C o al decremento de su presión a ~5 kbar (Ochs y Lange, 1999).

La densidad de los magmas también depende de la cristalización. Por ejemplo, Stolper y Walker (1980) reportan que la densidad del fundido en los magmas basálticos: (a) decrece cuando cristaliza el olivino; (b) vuelve a incrementarse cuando la plagioclasa y el piroxeno se unen a la secuencia de cristalización debido a que durante esta etapa el fundido experimenta un enriquecimiento en FeO y el fraccionamiento de componentes ligeros incorporados en la plagioclasa; y (c) vuelve a decrecer cuando comienzan a cristalizar los óxidos de Fe-Ti promoviendo la remoción de FeO en el fundido residual.

En la literatura, el ascenso de los magmas es explicado básicamente a través de dos modelos: diapirismo y propagación de fracturas.

El fenómeno de diapirismo implica el ascenso de grandes cuerpos intrusivos como una gran masa (e.g. Cruden, 1988) que adquiere una geometría de gota invertida con la típica estructura de sinclinal en forma de anillo (e.g. Castro, 1987; Chavez-Cabello *et al.*, 2006). El mecanismo promotor de este modelo es el contraste de densidad entre el magma y su roca encajonante, restringido por la capacidad elástica de la roca encajonante para deformarse al acomodar el magma ascendente y recuperarse de tal deformación.

El modelo del diapirismo ha perdido popularidad a raíz de varias inconsistencias teóricas y por la falta de observaciones de campo que la sostengan (e.g., Clemens y Mawer, 1992). Por ejemplo, el contraste de densidad entre los fundidos félsicos y el de la roca encajonante suele ser muy pequeño (0.3-0.5 gr/cm³; Vigneresse y Clemens, 2000). Además, como el aumento en la viscosidad del magma promovido por cristalización restringe su profundidad de emplazamiento a la corteza media e inferior (Weinberg y Podladchikov, 1994), el diapirismo no puede ser considerado para el ascenso de magmas emplazados a profundidades de 2-10 km (que generalmente corresponde a rocas en facies de esquistos verdes en donde se observan una gran cantidad de plutones, tanto graníticos como gabróticos; e.g., Johnson *et al.*, 2002).

En la teoría de propagación de fracturas, los mecanismos promotores del ascenso son el gradiente de presión de acuerdo con el espesor de la corteza, la presión magmática en los diques (contenido de volátiles) y la flotabilidad de los magmas (contraste de densidades); y es sostenido por el continuo incremento en el volumen del magma por la descompresión del medio (Clemens y Mawer, 1992). A diferencia del diapirismo, la propagación de fracturas permite una transferencia rápida de magma y el establecimiento de una red de estructuras que vuelve permeable a la corteza y que facilita el ascenso (e.g., Brown, 2004).

Al considerar estudios de mecánica de rocas realizados en cerámicas y metales en condiciones de altas temperaturas, y al proyectarlos en materiales con equivalencias geológicas, Eichhubl y Aydin, (2003) reportan “fracturas dúctiles” que pueden ocurrir en la corteza inferior y que se propagan a través de mecanismos dependientes de temperatura (e.g. Schultz y Fossen, 2008). De acuerdo con Weinberg y Regenauer-Lieb (2010), el fracturamiento dúctil es un mecanismo eficiente para la segregación en rocas con una fracción pobre de fundido ($\leq 7\%$) y es el responsable de la migración de magma en sistemas profundos y calientes.

Una característica importante de la propagación de fracturas (frágiles o dúctiles) es que la propagación tiende a ser normal a la dirección de la mínima compresión del régimen de esfuerzos vigente durante el ascenso. Esto no significa que el ascenso magmático por propagación de fracturas esté restringido a un régimen extensivo. De hecho, el transporte y el ascenso magmático se lleva a cabo bajo cualquier régimen de esfuerzos (e.g., Vigneresse *et al.*, 1999; Zellmer y Annen, 2008), gracias a la presencia de anisotropías preexistentes (e.g., Petford *et al.*, 1993) y de redes interconectadas de zonas de cizalla y de estructuras dilatantes (e.g., Brown y Solar, 1998a).

La contribución del régimen de esfuerzos a los modelos tanto de diapirismo como de propagación de fracturas puede ser crítica si consideramos las magnitudes de los esfuerzos generados por sus mecanismos promotores. La flotabilidad pasiva del magma suele generar esfuerzos de ~ 0.4 Kbar/km y la carga litostática promueve esfuerzos de ~ 3 Kbar/km, por lo que los esfuerzos diferenciales que el magma puede generar por ejemplo a 10 km de profundidad se restringe a 4 Kbar. Por otro lado, los esfuerzos diferenciales ($\sigma_1 - \sigma_3$) en la

corteza suelen variar de 22 Kbar durante un régimen extensivo a 103 Kbar en un régimen compresivo (Vigneresse *et al.*, 1999).

Resultados de modelado numérico de la variabilidad química de rocas volcánicas (Spiegelman y Kelemen, 2003) y del desequilibrio entre isótopos de vida corta de la serie del U (McKenzie, 2000; Turner *et al.*, 2001; Zellmer *et al.*, 2005) sugieren que en su viaje hacia la superficie, el fundido generado en el manto experimenta velocidades más rápidas que las permitidas por percolación a escala granular, obligando a los fundidos a separarse de su zona de generación por canales de alta porosidad (o venas en capilares). Asimismo, después de comparar el exceso de ^{226}Ra con índices de contribución de fluidos provenientes de la placa en subducción (e.g. Ba/Th) en más de 40 lavas de composición máfica a intermedia provenientes de siete distintos arcos de islas, Turner *et al.* (2001) sugieren que el transporte de los magmas de arco realizado desde de la cuña de manto hasta la superficie se lleva a cabo en el orden de años.

Los valores obtenidos aprovechando el desequilibrio en la serie de U son mayores a los obtenidos utilizando aproximaciones por difusión. Kelley y Wartho (2000) infieren velocidades de transporte de kimberlitas de ~ 4 m/s por medio de edades Ar-Ar en flogopitas. Velocidades similares de 6 ± 2 m/s y 0.2-0.5 m/s fueron obtenidos por Demouchy *et al.* (2006) y Peslier y Luhr (2006), respectivamente, usando coeficientes de difusión para la hidratación de olivino provenientes de xenolitos de manto. Tales velocidades de transporte dan un tiempo de ascenso del orden de horas a días.

El estudio de Shaw *et al.* (2006) puede explicar esta disparidad en el tiempo de ascenso magmático calculado a través del desequilibrio de la serie de U y usando coeficientes de difusión. Por medio de la difusión de Mg-Fe en olivinos zonados, estos autores distinguen dos texturas distintas en xenolitos de manto, una generada en cuestión de días y la otra generada en decenas de días a años. Estos autores proponen que las texturas generadas en años (rango temporal en sintonía con los estudios de isótopos de vida corta) puede estar relacionada al almacenamiento de los xenolitos en uno o varios reservorios antes de alcanzar al superficie; mientras que las texturas generadas en días (rango temporal en sintonía con los estudios de difusión) puede estar relacionada al rápido transporte que el

magma experimenta entre los reservorios y la superficie (también ver Turner y Costa, 2007). Vale la pena señalar que estos valores ponen en tela de juicio al modelo de diapiros viscoelásticos, cuyas velocidades de ascenso estarían en el orden de 10^{-2} a 1 m/año (Miller y Paterson, 1999).

1.4.4. Emplazamiento

El emplazamiento puede ser definido como el acoplamiento mecánico del magma en la corteza. El acoplamiento mecánico del magma en la corteza ocurre cuando el magma comienza a comportarse como un sólido en respuesta al incremento de su fracción sólida o cristalización.

En la literatura, la cristalización es usualmente considerada como consecuencia del enfriamiento de los magmas, en donde el magma experimentará mayor nucleación a mayores contrastes de temperatura en el sistema, sobre todo cuando la temperatura de la roca encajonante es menor que la temperatura del solidus del magma. Sin embargo, de acuerdo con Blundy y Cashman (2005), en un magma hidratado, los cristales además de formarse en respuesta a una caída de temperatura también pueden formarse en respuesta a desgasificación por descompresión magmática. La cristalización inducida por descompresión es promovida cuando el magma pasa el punto de saturación de H₂O (Blundy y Cashman, 2001), y es acompañada por el incremento en su temperatura en el orden de decenas de °C debido a la liberación de calor latente por cristalización (Blundy *et al.*, 2006). A través de análisis experimentales con roca natural o sintética saturada en H₂O, Hammer y Rutherford (2002) y Martel y Schmidt (2003), respectivamente, reportan que durante la cristalización inducida por descompresión el proceso de crecimiento cristalino (menos cristales de mayor tamaño) es el dominante a descompresiones a altas presiones (≥ 50 MPa), mientras que el proceso de nucleación (más cristales de menor tamaño) es el dominante a descompresiones a bajas presiones (≤ 50 MPa). La cristalización inducida por descompresión es ampliamente reportada en ambientes volcánicos, y es considerada por varios autores como un mecanismo importante y vigente durante el ascenso magmático (e.g. Carmichael, 2002; Annen *et al.*, 2006; Zellmer *et al.*, 2005). La escala de tiempo en el que se lleva a cabo la cristalización fue calculada por Zellmer *et al.* (2005) en un período

de 10-1000 años, a través del análisis de la difusión intracristalina de Sr en andesitas del volcán Soufrière Hills, en las Pequeñas Antillas.

Según análisis experimentales en fundidos naturales de composición granítica a gabrónica, los magmas con un contenido de porción sólida entre ~15-35% tienden a comportarse como un fluido newtoniano (e.g. Arzi, 1978; Champallier *et al.*, 2008; Lejeune y Richet, 1995); esto es, que hay una respuesta lineal entre el esfuerzo a la que es sometido y la deformación que como resultado experimenta. Los magmas con este porcentaje de fracción sólida suelen ser referidos en la literatura como una “suspensión” (Marsh, 1989). De acuerdo con Vigneresse *et al.* (1996), los cristales de los magmas félsicos con un contenido similar de porción sólida ($\leq 20\%$) rotan libremente en el flujo y comienzan a definir una fábrica.

A mayor porcentaje de porción sólida, el magma adquiere un comportamiento no-newtoniano (Champallier *et al.*, 2008), en donde ya no hay una respuesta lineal entre esfuerzo y deformación. Cuando los magmas todavía son dominados por la fracción líquida (sólidos $\lesssim 50\%$), los granos pueden hundirse o flotar dentro de la fracción líquida (e.g. Bachmann y Bergantz, 2008), dependiendo de la composición. Como se muestra en la Fig. 1.10, en cuanto son formados suficientes sólidos (~55%) el sistema de los magmas félsicos alcanza la frontera de percolación rígida (RPT; *rigid percolation threshold*; Vigneresse *et al.*, 1996), a partir de la cual los cristales comienzan a interactuar entre sí para construir una estructura rígida (Costa, 2005; van der Molen y Paterson, 1979). A diferencia de los magmas félsicos, las altas temperaturas en la que cristalizan los magmas primarios derivados del manto pueden promover la deformación plástica de sus cristales y, por lo tanto, suscitar a que su estructura rígida sea más densa (Vigneresse *et al.*, 1996). Como resultado, los magmas primarios alcanzarán la frontera RPT con una mayor porción sólida (e.g. ~80% en gabros ofiolíticos; Nicolas e Idelfonse, 1996) respecto a los magmas félsicos.

A partir de la RPT las agrupaciones cristalinas comienzan a reaccionar con el régimen de esfuerzos regional para segregar fundido residual (John y Stunitz, 1997), ya que la fracción líquida todavía tiene la capacidad de fluir. En esta etapa de cristalización, los magmas sólo pueden experimentar transporte con la ayuda de zonas de cizalla locales que desarrollen

dilatación (en donde el esfuerzo cortante τ versus la tasa de deformación s^{-1} es baja o tiene pendiente menor a 1), localizadas preferentemente en los bordes de los cuerpos magmáticos (Vigneresse *et al.*, 1996). Los magmas con este porcentaje de fracción sólida suelen ser referidos en la literatura como “*mush*” (Marsh, 1989) y ser visualizados como una “esponja rígida” (Hildreth, 2004). Finalmente, el sistema de los magmas félsicos se cierra por completo a una alta concentración de sólidos (~72-75%), que define la frontera de bloqueo de partículas (PLT; *particle locking threshold*). Los magmas con este porcentaje de fracción sólida suelen ser referidos en la literatura como “*mesh*” (Marsh, 1988). A partir de este punto el magma no puede segregarse sin la ayuda de una deformación regional (Brown y Solar, 1998a; Vigneresse *et al.*, 1996). Respecto a los magmas máficos, la frontera PLT se presenta a una concentración mayor de fracción sólida (Vigneresse *et al.*, 1996).

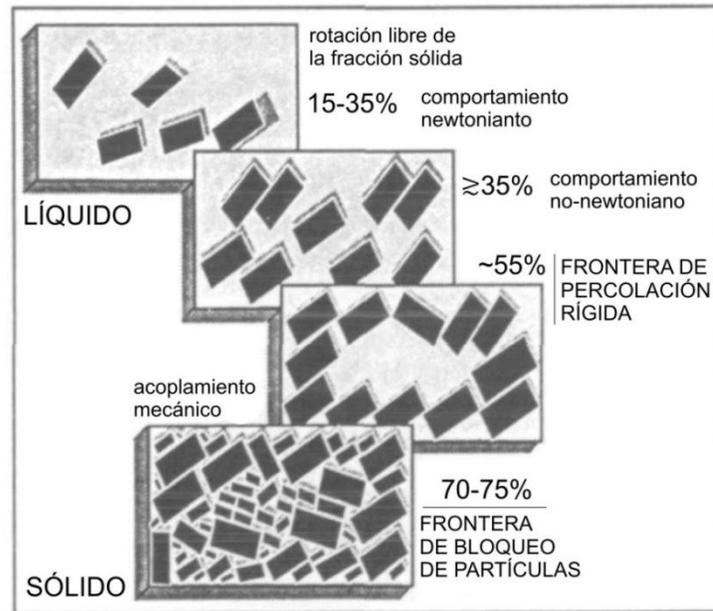


Fig. 1.10. Esquema de las transiciones reológicas en sistemas parcialmente fundidos de Vigneresse *et al.* (1996). A un bajo porcentaje de fundido las partículas rotan libremente en la fracción líquida y el magma se comporta como un fluido newtoniano. A mayor porcentaje de fracción sólida ($\geq 35\%$) el magma cambia su comportamiento a no-newtoniano hasta alcanzar la frontera de percolación rígida (~55%), en donde la fracción sólida forma un esqueleto rígido que es capaz de sostener esfuerzos. A mayor porcentaje de fracción sólida el magma desarrolla estructuras frágiles. Ver texto para detalles. De tenerse en cuenta que la transición de líquido a sólido no es la antípoda de la transición de sólido a líquido. Figura tomada de Vigneresse *et al.* (1996; p. 1581).

La RPT y PLT reflejan un cambio crítico en la reología de los magmas, a partir de donde se comportan más como un sólido frágil que como una masa dúctil. Por lo tanto, si el cuerpo magmático es suficientemente grande como para exhibir un gradiente de presión a través de él, el aumento en su viscosidad y su acoplamiento mecánico resultará en la migración y percolación de cualquier fundido remanente a través de canales (frágiles o dúctiles) en vez de la migración dúctil del cuerpo entero (e.g. Bagdassarov y Dorfman, 1998; Barros *et al.*, 2001; Geshi, 2001; Rabinowicz y Vigneresse, 2004).

Al considerar a la propagación de fracturas como el mecanismo dominante de ascenso magmático, la profundidad en el que un cuerpo magmático se emplaza es controlado (además de la cristalización) por: (a) la flotabilidad neutral, (b) la presencia de barreras corticales horizontales o discontinuidades, (c) la modificación del campo de esfuerzos y/o (d) la reducción de la presión magmática (e.g., Maccaferri *et al.*, 2011).

La flotabilidad neutral es el proceso en donde al igualarse la densidad del magma ascendente con la densidad de la roca que lo encajona se inhibe el ascenso del magma y su movimiento se vuelve horizontal. Vigneresse y Clemens (2000) y Menand (2011) exponen las contradicciones teóricas y observacionales con esta propuesta de emplazamiento: (a) la densidad de los fundidos granodioríticos a leucograníticos con 2-5 % de H₂O (de 2.1 a 2.5 gr/cm³) y de los fundidos basálticos (de 2.6 a 2.8 gr/cm³) suelen ser menores a las densidades de la gran mayoría de las rocas corticales (de 2.6 a 3.4 gr/cm³), con una zona de emplazamiento (por el traslape de densidades) restringida entre los 11 y 20 km de profundidad; (b) como lo dicta el modelo de la propagación de fracturas, el magma asciende en parte gracias al gradiente de presión generado por la columna sobre la cámara magmática y puede extenderse más allá del hipotético nivel de flotabilidad neutral (Takada, 1989); (c) estudios gravimétricos en la literatura reportan anomalías negativas en intrusiones graníticas correspondientes a densidades menores que la roca que las encajona (en contradicción con la flotabilidad neutral, en donde las intrusiones graníticas y la roca que los encajona deberían tener la misma densidad); (d) la flotabilidad neutral no explica por qué intrusivos contemporáneos de composición basáltica y granítica (y por lo tanto de distintas densidades) fueron emplazados en el mismo nivel cortical. Aún así, este fenómeno

puede llegar a influir y controlar el emplazamiento de muchos intrusivos, como es el caso de los granitoides reportados por Hurtado-Brito (2012) al norte de Isla Ángel de la Guardia, expuestos en el fondo del Golfo de California.

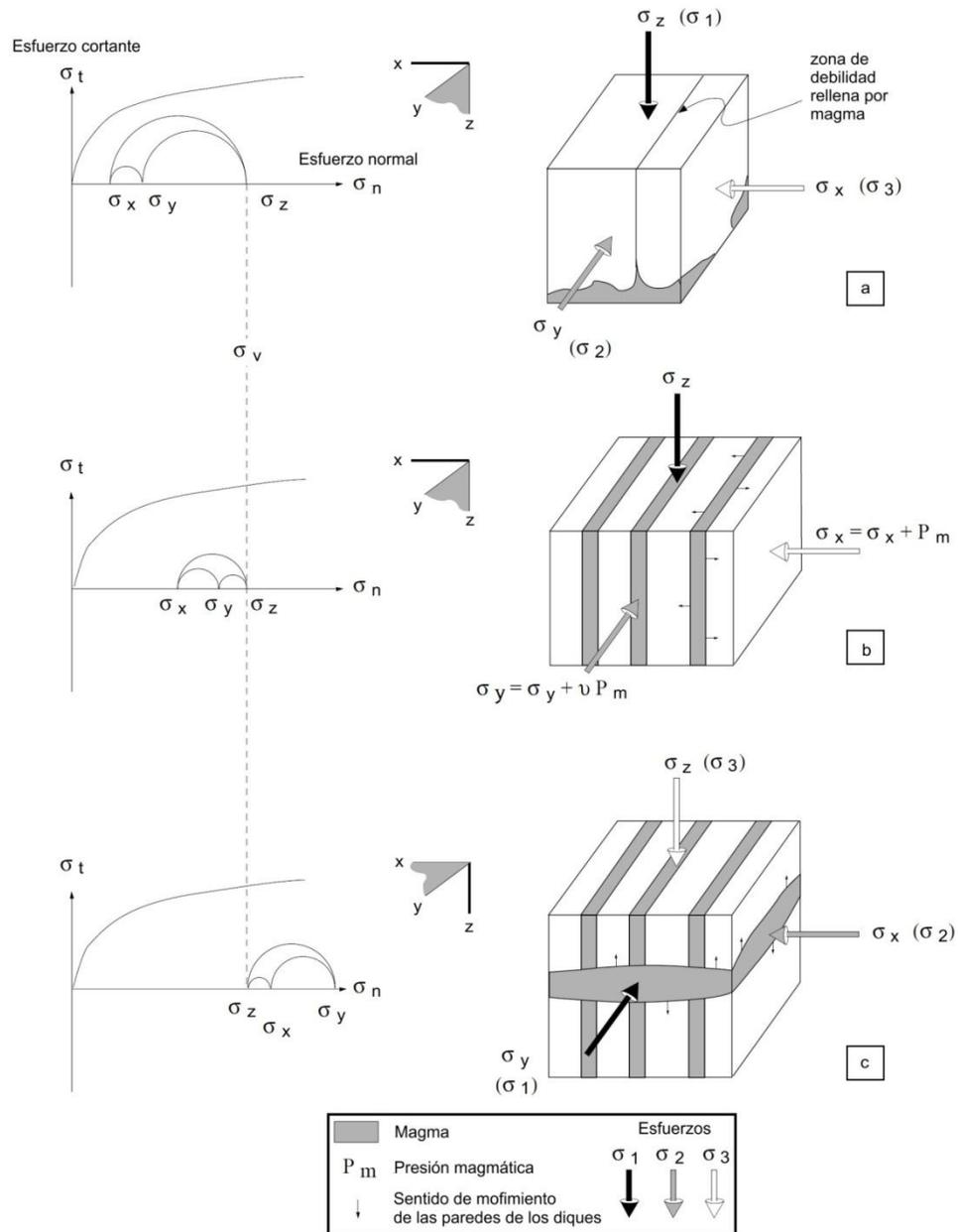


Fig. 1.11. Proceso esquemático del cambio en los ejes de esfuerzos bajo la influencia de una intrusión magmática bajo condiciones tensionales. (a) Inicialmente, el plano de apertura es vertical (y-z) y perpendicular a la componente de mínimo esfuerzo (σ_3). (b) Debido a la presión de la intrusión magmática (P_m), el mínimo esfuerzo se incrementa a $\sigma_3 + P_m$, en donde el eje intermedio se incrementa proporcionalmente al coeficiente de Poisson (ν). (c) Los dos componentes horizontales sobrepasan la componente litostática y el plano de apertura se vuelve horizontal.

De acuerdo con el análisis numérico de Chen *et al.* (2011), en un medio de densidad estratificada (que se reduce hacia la superficie) en donde el nivel de flotabilidad neutral es el mecanismo de emplazamiento dominante, la propagación de los diques continuaría por encima del nivel de flotabilidad neutral, aún a bajas presiones magmáticas.

Otro mecanismo que puede promover el cambio de vertical a horizontal en el movimiento del magma es la presencia de discontinuidades reológicas y estructurales horizontales fácilmente deformables que impidan la propagación de los diques (Clemens y Mawer, 1992).

De acuerdo con el modelo de emplazamiento inducido por la modificación del campo de esfuerzos (Parsons y Thompson, 1991; Vigneresse *et al.*, 1999), en un régimen extensivo o transcurrente, los planos a través de los cuales ascienden los magmas (fracturas propagantes) son verticales y perpendiculares al eje de la mínima compresión (σ_3). Por el simple hecho de ocupar espacio dentro de tales planos, el magma promueve un incremento de presión proporcional al espesor de la intrusión (p_m) en el eje de la mínima compresión ($\sigma_3 \rightarrow \sigma_3 + p_m$); el eje de compresión intermedia también se incrementa según el coeficiente de Poisson (ν) de la roca encajonante ($\sigma_2 \rightarrow \sigma_2 + \nu$); y el componente de máxima compresión (σ_1) permanece constante. Si el incremento de la intrusión es tal que la magnitud del eje de mínima compresión supera al del componente de máxima compresión ($\sigma_3 > \sigma_1$), el campo de esfuerzos local cambiará a compresivo y el plano a través del cual fluye el magma se volverá horizontal (Fig. 1.11). Una vez que el sistema alcanza esta etapa, el cuerpo magmático adoptará una geometría de lacolito delgado y su porción horizontal fungirá como una discontinuidad estructural en donde se acumularán nuevos magmas en ascenso (Vigneresse *et al.*, 1999). En un régimen compresivo, el magma tenderá inicialmente a moverse horizontalmente y permanecerá estancado (Vigneresse *et al.*, 1999) hasta que la presión magmática reduzca la resistencia de la roca encajonante para fracturarla, promoviendo la canalización del magma (Brown y Solar, 1998a).

1.4.5. Construcción de los plutones

Los mecanismos responsables del emplazamiento de los magmas han sido deducidos en gran parte a partir de la geometría de los plutones. A través de estudios geofísicos y de

mediciones de campo, McCaffrey y Petford (1997), Cruden y McCaffrey (2001), Améglio *et al.* (1997) y Vignerresse *et al.* (1999) sugieren que, durante su emplazamiento, los plutones se expanden lateralmente (L) y aumentan su espesor (T) de acuerdo a la fórmula empírica $L = kT^a$ (donde k es constante y a es la pendiente de una línea de regresión en una gráfica log-log, cuyo valor es 0.6 ± 0.1 para plutones y 0.88 ± 0.1 para lacolitos; Fig. 1.12). Améglio *et al.* (1997), Vignerresse *et al.* (1999) y Cruden y McCaffrey (2001) también sugieren que los plutones tienen en general dos tipos de geometrías: de forma plana y de forma de cuña.

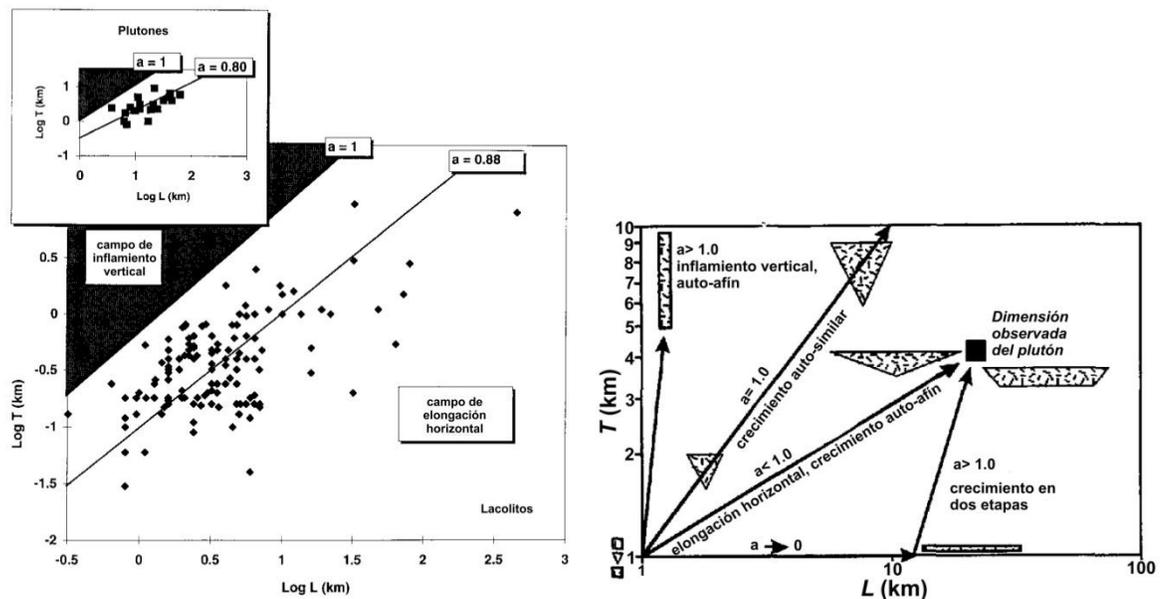


Fig. 1.12. A la izquierda: diagramas de espesor (T) vs. Extensión (L) para 135 lacolitos y 21 plutones granitoides. En ambos casos, los datos exhiben una relación de potencia. La regresión de los datos (línea continua) asigna $T=0.12$ y $L=0.88$ a los lacolitos y $T=0.29$ y $L=0.80$ a los plutones. La línea ($a=1$) marca la frontera entre los campos de inflación (zona oscura) y elongación. Figura tomada de McCaffrey y Petford (1997; p. 2). A la derecha: posibles modos de crecimiento de los plutones. Un plutón de determinado tamaño (cuadrado negro) puede crecer por medio de un crecimiento auto-afín de una etapa o por un mecanismo de dos etapas. Figura tomada de Cruden y McCaffrey (2001; p. 307).

Como se muestra en la Fig. 1.13, los plutones de forma plana ($L/T > 5$) tienen espesores de 2-3 km, se extienden en las dos direcciones horizontales (N-S y W-E) y exhiben pisos sub-horizontales con varios cuerpos con inclinaciones moderadas interpretadas como conductos alimentadores. Por su parte, los plutones de forma de cuña ($L/T < 5$) tienen espesores mayores (~ 10 km); su geometría suele ser elongada en planta y asimétricos con forma de V en perfil, donde sus paredes van haciéndose más verticales conforme profundizan. Según

Vignerese *et al.* (1999), los plutones de forma plana se emplazan al cruzarse con trampas corticales horizontales, mientras que los plutones de forma de cuña se emplazan al rellenar cavidades controladas por fracturas. Por su parte, Cruden y McCaffrey (2001) sugieren que los plutones de forma plana se forman a partir de una etapa inicial donde el magma viaja cierta distancia de manera horizontal, y que los plutones de forma de cuña presentan una subsiguiente etapa de inflamiento marcado por el aumento vertical en su espesor.

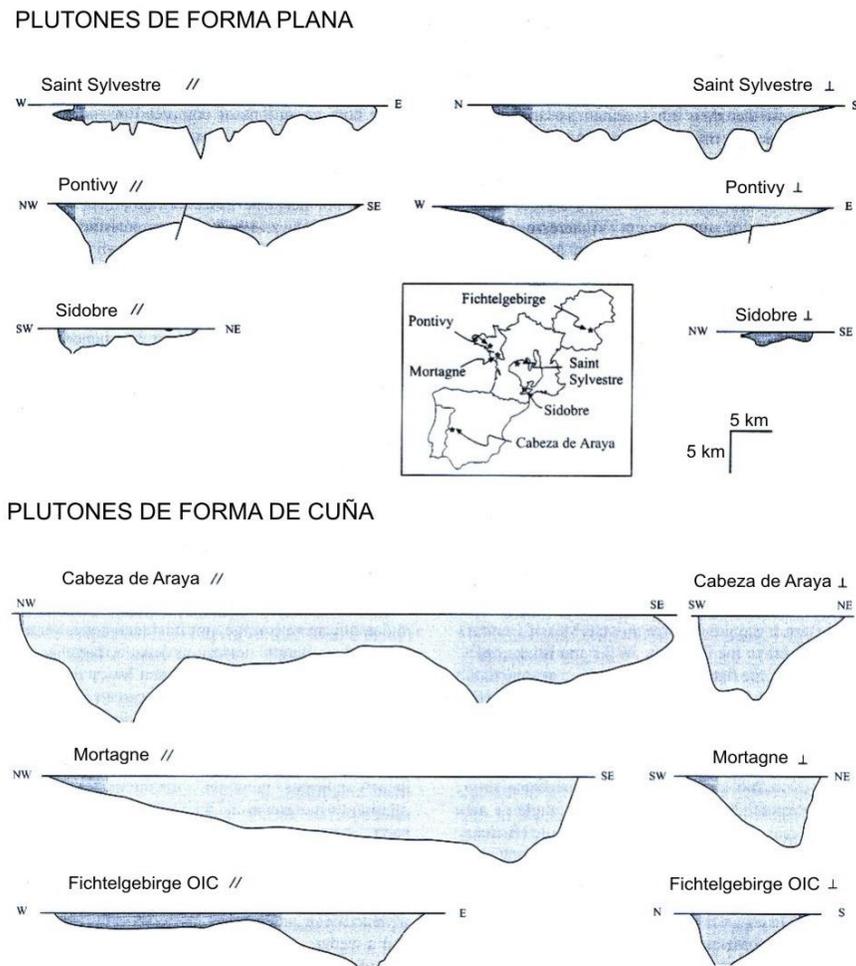


Fig. 1.13. Perfiles de la morfología de algunos plutones masivos de Europa occidental inferidas a través de la inversión 3D de datos gravimétricos. Todas las secciones tienen la misma escala sin exageración vertical. A la izquierda y a la derecha, los perfiles son paralelos (//) y perpendiculares (⊥) al eje mayor de los plutones, respectivamente. Las raíces de los plutones son evidenciados por los cambios abruptos en las inclinaciones de las paredes. Figura tomada de Améglio *et al.* (1997).

Para explicar la relación invariable entre extensión y espesor, Petford *et al.* (2000) y Cruden y McCaffrey (2001) sugieren que los plutones y batolitos grandes se forman al amalgamarse plutones y cuerpos magmáticos pequeños. De acuerdo con Vigneresse (2007), la relación invariante del crecimiento de los plutones también sugiere una relación continua entre los cuerpos magmáticos y el campo de esfuerzos.

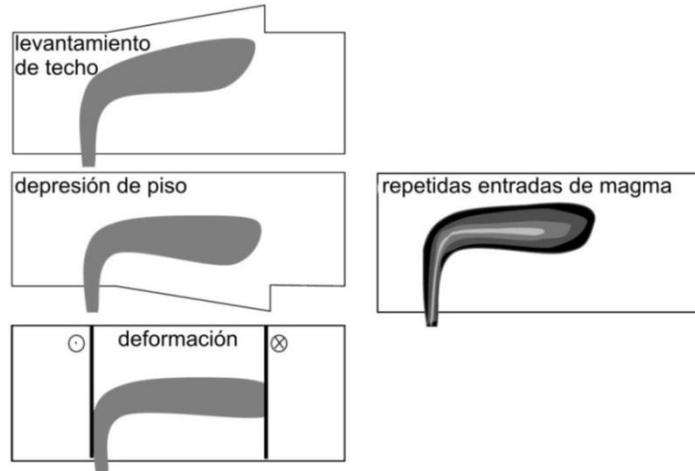


Fig. 1.14. Esquema de modelos propuestos para solucionar el problema de espacio. A la izquierda, el problema de espacio es tratado con el levantamiento del techo, la depresión del piso o por aperturas asistidas por deformación. A la derecha, se representan repetidas entradas de magma que dejan tiempo suficiente entre una y otra entrada para que la roca encajonante se relaje y pueda acomodar el emplazamiento de nuevas entradas. Figura tomada de Vigneresse (2004; p. 15).

La existencia de los plutones presupone la generación de un espacio en la corteza similar al tamaño de los mismos, lo que plantea un “problema de espacio” que se comenta en la literatura con cierta frecuencia. Los mecanismos propuestos para solucionar este problema de espacio incluye la asimilación de la roca encajonante (e.g. Wolff *et al.* 1999; ver Glazner, 2007), rebaje (e.g., Marsh, 1982; ver Glazner y Bartley, 2006), el levantamiento de las rocas sobreyacentes y la depresión de las rocas subyacentes (Cruden, 1998; Petford *et al.*, 2000; Cruden y McCaffrey, 2001). Aunque estos mecanismos pueden contribuir en la generación de espacio, la manera más eficiente de obtenerla ocurre cuando se involucran las aperturas promovidas por deformación durante procesos tectónicos que son rápidamente rellenadas de magma (e.g. Hutton, 1990; Tikoff y Teyssier, 1992; Brown y Solar, 1998a). Aún así, el “problema de espacio” en el emplazamiento de los plutones es una cuestión vigente si se sigue considerando que tal espacio se genera en un período de tiempo

restringido. De acuerdo con Petford *et al.* (2000), Vigneresse (2004) y Menand (2011), si el magma se segrega, asciende y se emplaza de manera discontinua, la roca encajonante tiene menos deformación que acomodar y más tiempo para relajarse entre dos entradas de magma (Fig. 1.14). Este panorama es sugerido por la construcción de los plutones a través de la sucesión de pulsos de magma (e.g. de Saint Blanquat *et al.*, 2011).

La sucesión de pulsos magmáticos responsables de la construcción progresiva de los plutones, deducida a través de la discontinuidad en que ocurre la segregación magmática (ver subcapítulo 1.3.2), de la geometría invariable de los intrusivos y como posible solución al “problema de espacio”, también ha sido inferida a través de observaciones de campo y de estudios geoquímicos, isotópicos y geocronológicos. Por ejemplo, Pitcher (1979) menciona que varios plutones muestran contactos abruptos en gradientes composicionales “... con suficientes diferencias químicas a través de ellos que sugiere que los plutones fueron construidos por la inyección de múltiples magmas...”. De acuerdo con Vigneresse y Clemens (2000), la presencia de distintos tipos de magma dentro de un reservorio común también se evidencia en los plutones con zonamiento composicional y en la abundancia de enclaves de distinta composición dentro de un intrusivo.

Por medio de un estudio geocronológico U-Pb realizado en Sierra Nevada, EU, por Coleman *et al.* (2004), se plantea que la cristalización de los magmas que conforman el batolito Tuolumne ocurrió en períodos de tiempo mucho mayores a los que le correspondería a plutones individuales obtener su diversidad composicional por medio de procesos de fraccionamiento o de mezcla; y sugieren que tales períodos de formación del batolito son consistentes con el emplazamiento de series de pequeñas intrusiones. En otros plutones, por ejemplo el batolito Mount Stuart y al pluton Tenpeak en Washington, EUA, Matzel *et al.* (2006) llegan a conclusiones similares.

La composición isotópica de O y Hf en los zircones de varias series intrusivas en el este de Australia, también sugiere que la construcción de los plutones se desarrolla por medio del ensamblaje progresivo de cuerpos más pequeños (Kemp *et al.*, 2007). En el estudio citado, los autores interpretaron que las composiciones isotópicas de los zircones en cada roca que muestrearon indican temperaturas de cristalización y asimilación cortical diversas, lo que

implica que fundidos de composiciones dispares se encuentren ahora yuxtapuestos en el mismo volumen de roca.

Para precisar los tiempos de emplazamiento y construcción de plutones, Michel *et al.* (2008) realizaron un estudio geocronológico de U-Pb con ID-TIMS (espectrómetro de masas con ionización térmica y dilución isotópica) en el complejo intrusivo Torres del Paine, al sur de Chile. Estos autores identificaron tres pulsos magmáticos responsables de la construcción del complejo espaciados cada 10^4 años. Además, los mismos autores sugieren que la construcción de un plutón individual toma $\sim 10^5$ años y la construcción de batolitos compuestos se estima en 10^6 - 10^8 años.

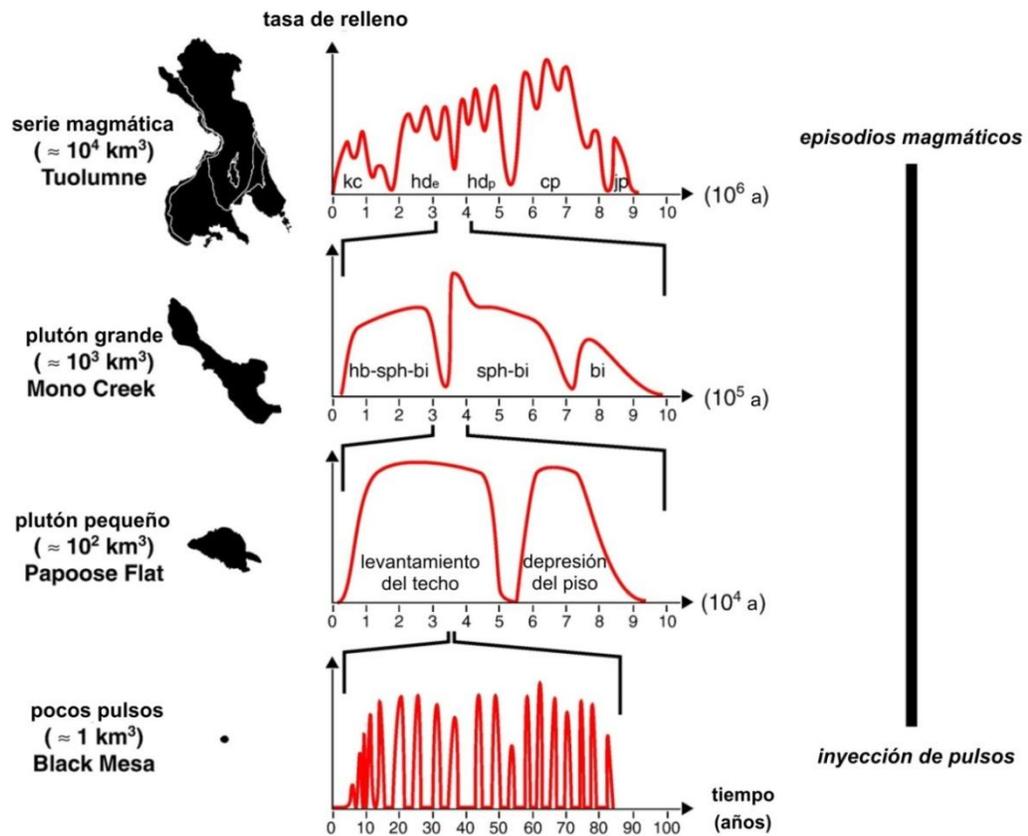


Fig. 1.15. Evolución de la construcción de los plutones con el tiempo desarrollada a través de datos geocronológicos, petroestructurales y de modelado termal. Esta figura se muestra la ciclicidad a múltiples escalas de la actividad plutónica, desde el proceso de incremento de la inyección de pulsos en los plutones más pequeños (Black Mesa) hasta los episodios magmáticos más duraderos de los plutones grandes y de las series de plutones (plutón Papoose Flat, plutón Mono Creek y serie magmática Tuolumne). Abreviaciones: kc= granodiorita Kuna Crest; hd= granodiorita Half Dome; cp= granite Cathedral Peak; jp= pórfiro Johnson; hb= hornblenda, sph= esfena, bi= biotita. Figura tomada de de Saint Blanquat *et al.* (2011; p. 28).

Con un número mayor de datos geocronológicos a su disposición, de Saint Blanquat *et al.* (2011) reportan períodos menores para la construcción de los plutones: 10^2 años para varios pulsos de $\sim 1 \text{ km}^3$ en el plutón Black Mesa, Utah, EUA; 10^4 años para plutones pequeños ($\sim 10^2 \text{ km}^3$), como en el plutón Papoose Flat, Sierra Nevada, California, EUA; 10^5 años para plutones grandes ($\sim 10^3 \text{ km}^3$) como el plutón Mono Creek, Sierra Nevada, California, EUA; y 10^6 años para series intrusivas ($\sim 10^4 \text{ km}^3$) como en la serie intrusiva Toulomne, Sierra Nevada, California, EUA (Fig. 1.15). Al respecto, de Saint Blanquat *et al.* (2011) diferencian la tasa de construcción instantánea, que es la tasa en la que el magma se acumula durante la inyección de un pulso, de la tasa de construcción promedio, que es la relación entre el volumen del plutón y la duración total de su construcción.

1.5. Glosario

Para la descripción de campo y de láminas delgadas fueron utilizados algunos términos que quizá no son de uso común o que pueden prestar a confusión.

El término “diques laminares” hace referencia a una serie de diques paralelos entre si, separados uno y otro a una distancia del orden de metros a decímetros. Este término es distinto al de “complejo de diques laminares”, cuyo uso es restringido a las ofiolitas.

Varias de las rocas deformadas reportadas en la zona de estudio (batolíticas y prebatolíticas) son de protolito intrusivo, volcánico o volcanoclástico y presentan una textura protomilonítica a milonítica. En estos casos se usa el término “porfiroclasto” para referirse a los cristales (fenocristales o fragmentos de cristales) que estaban presentes antes de la deformación y que sobrevivieron a la misma (e.g., Vernon, 2004). Este término es distinto al de “porfiroblasto” que hace referencia a los cristales que son generados por el metamorfismo.

La “recristalización” es la conversión de un grano mineral a un agregado de granos nuevos más pequeños como resultado de una deformación. Por el contrario, un cristal “recuperado” hace referencia a un grano mineral con deformación plástica que vuelve a un estado libre de deformación sin la formación de nuevos granos, e involucra la organización de sus dislocaciones en patrones regulares para formar subgranos (Vernon, 2004).

El término “folia” es usado en las rocas que presentan una deformación dúctil, y hace referencia a las pequeñas capas composicionales de geometría lenticular que son generadas durante la recristalización y que tienden a elongarse como agregados de grano fino a muy fino (e.g., Paterson *et al.*, 1989).

Cuando un cristal tiene “segmentos desorientados” se hace referencia a que éste presenta una fragmentación incipiente a través de redes de fracturas intragranulares (e.g., Vernon *et al.*, 2004).

CAPÍTULO 2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Trabajo de campo

La ubicación de los datos y de las observaciones obtenidas en campo fue documentada con un GPS Garmin® 12X utilizando el datum NAD27. Los datos estructurales fueron medidos con una brújula Brunton® Geo Transit Pocket de acuerdo a la regla de la mano derecha. En cada afloramiento de interés se tomaron tres mediciones en promedio por cada dato estructural para que fuera representativo. En las fábricas dúctiles con estructuras S-C, las líneas de estiramiento o minerales fueron medidas en el plano de las estructuras C. Las fallas y los planos de cizalla frágil fueron clasificados en campo siguiendo el criterio propuesto por Petit (1987). Para el fracturamiento se siguió el criterio geométrico de fracturas de Balk (1937; en Price y Cosgrove, 1990). Otro criterio usado para medir las fracturas fue que sus planos fueran penetrativos y que su orientación fuera persistente, tanto en el afloramiento analizado como en los afloramientos adyacentes.

Las muestras obtenidas en el campo para el análisis geoquímico fueron de roca fresca previamente identificada en campo y al microscopio. Se eliminaron aquellas rocas con componentes cumulíticos para las unidades gabróicas y, en las unidades félsicas, aquellas rocas con enclaves, autolitos o xenolitos, con pantallas de roca encajonante y con vetas de fases tardías.

2.2. Trabajo de gabinete

La cartografía se efectuó utilizando como base las cartas geológicas escala 1:50,000 de CETENAL (1977a) H11D68-69 (Rosarito) y CETENAL (1977b) H12C61 (San Borja) y con el análisis de imágenes satelitales obtenidos de Google Earth® de resolución aproximada de 1x1m. Las imágenes obtenidas de Google Earth® fueron georeferenciadas con la banda 7 de la imagen 043-352 (ID) de datum WGS84 del satélite L 7 con sensor ETM+ multi-espectral descargada de la página de "Global Land Cover Facility" (<http://www.glcf.umd.edu>), después de modificar su formato de georeferencia a NAD27 utilizando los programas ENVI 4.1 y/o ER Mapper 6.3. La referencia geográfica de estas imágenes fue ratificada con aquellas de los mapas de CETENAL (1977a; 1977b).

Se insertaron las imágenes satelitales de Google Earth® y los mapas de CETENAL (1977a; 1977b) en un archivo de Autodesk Map 2003 para usarlos como referencia en los mapas geológicos. Los mapas geológicos fueron generados en AutoCAD 2003.

El texto de la tesis se generó usando el programa Microsoft Office Word 2007. Las fotografías obtenidas de campo fueron editadas con los programas ACDSee 7.0 y/o Microsoft Office Picture Manager. Las figuras de la tesis fueron generadas y editadas usando los programas AutoCAD 2003, Corel DRAW 12 y Corel PHOTO-PAINT 12.

2.3. Análisis estructural

Las observaciones a mesoescala y los 4890 datos estructurales obtenidos de la zona de estudio y de zonas aledañas fueron almacenados y catalogados en Office Excel. De los datos estructurales de la zona de estudio, la orientación de los cuerpos mayores, diques, vetas, de las zonas de cizalla dúctiles, las fábricas magmáticas y de estado sólido, las fracturas y la lineación fueron discriminados de acuerdo con la litología, con la unidad intrusiva a la cual pertenecen, y por zonas, para ser posteriormente procesadas con el programa StereoWin v.1.2 (Allmendinger, 2002). Los resultados se graficaron como polos de los planos de los datos estructurales en el hemisferio inferior de la proyección de Schmidt. Las fallas y los planos de cizalla frágil fueron procesados con el programa FaultKin v.1.1 (Allmendinger, 2001) para obtener la solución cinemática y la orientación de los ejes de máxima compresión (σ_1) por medio de la distribución estadística Bingham.

Para definir o comprobar el sentido de la cizalla de las rocas con intensas fábricas dúctiles, durante el trabajo de campo se obtuvieron 62 muestras que fueron orientadas según el plano XZ. Estas muestras fueron cortadas en el Laboratorio de Preparación de Rocas y Minerales del CICESE con una cortadora eléctrica para loseta MK® con una hoja de 10” en planos paralelos a la lineación. Fueron usados los criterios expuestos por Passchier y Trouw (2005) para determinar su sentido de la cizalla.

2.4. Petrografía

Fueron obtenidas las láminas delgadas de 212 muestras de roca encajonante y de las unidades intrusivas de la zona de estudio en el Laboratorio de Preparación de Rocas y

Minerales del CICESE, de acuerdo al procedimiento descrito por Rendón-Márquez (1995). Salvo raras excepciones, todas las muestras exhibían una anisotropía de intensidad variable, por lo que los cortes de las muestras se llevaron a cabo en su mayoría en dirección paralela a la lineación o, en menor proporción en dirección perpendicular a las fábricas magmáticas. Se dio el caso de realizar láminas delgadas en rocas alteradas y deleznales, sobre todo para unidades de roca encajonante. En estos casos, se impregnaron las muestras con un cementante para obtener un endurecimiento artificial del material. Fueron cinco las muestras de las cuales se prepararon láminas con superficies pulidas sin cubreobjeto con la finalidad de analizar sus elementos mayores para identificar algunos minerales. Tales muestras fueron procesadas con un Sistema de pulido espejo Petropol® y con pastas de diamante de 6 μ y 1 μ Amplex®. Las cinco muestras fueron analizadas en el microscopio electrónico de barrido JEOL JSM-35c del Departamento de Geología del CICESE.

De las 212 láminas delgadas obtenidas, 104 fueron usadas para el análisis modal de las unidades intrusivas de la zona de estudio. El resto pertenecen a la roca o a muestras deformadas, las cuales fueron utilizadas para análisis textural, microestructural y/o cinemático. El análisis petrográfico se llevó a cabo con tres microscopios petrográficos: Zeiss® Axiolab, Olympus® BX60 y Olympus® BH-2. El conteo para definir la moda fue realizado en cinco porciones de cada lámina delgada con una retícula de 11 x 11 puntos de 1 cm². La moda fue usada para clasificar a las rocas según los diagramas de rocas plutónicas de LeMaitre (2002).

En varias ocasiones fue necesario teñir los feldespatos potásicos y/o las plagioclasas para el conteo modal. El teñido de las láminas delgadas fue realizado en el Laboratorio de Petrografía del Departamento de Geología del CICESE al atacarlas con ácido fluorhídrico al 52% y posteriormente tratadas con cobaltinitrito de sodio (50 g en 100 ml de agua destilada) para la tinción de los feldespatos potásicos en amarillo, o atacadas con cloruro de bario al 15% y posteriormente tratadas con rodoinato de potasio (0.05 g en 30 ml de agua destilada) para la tinción de las plagioclasas en rojo.

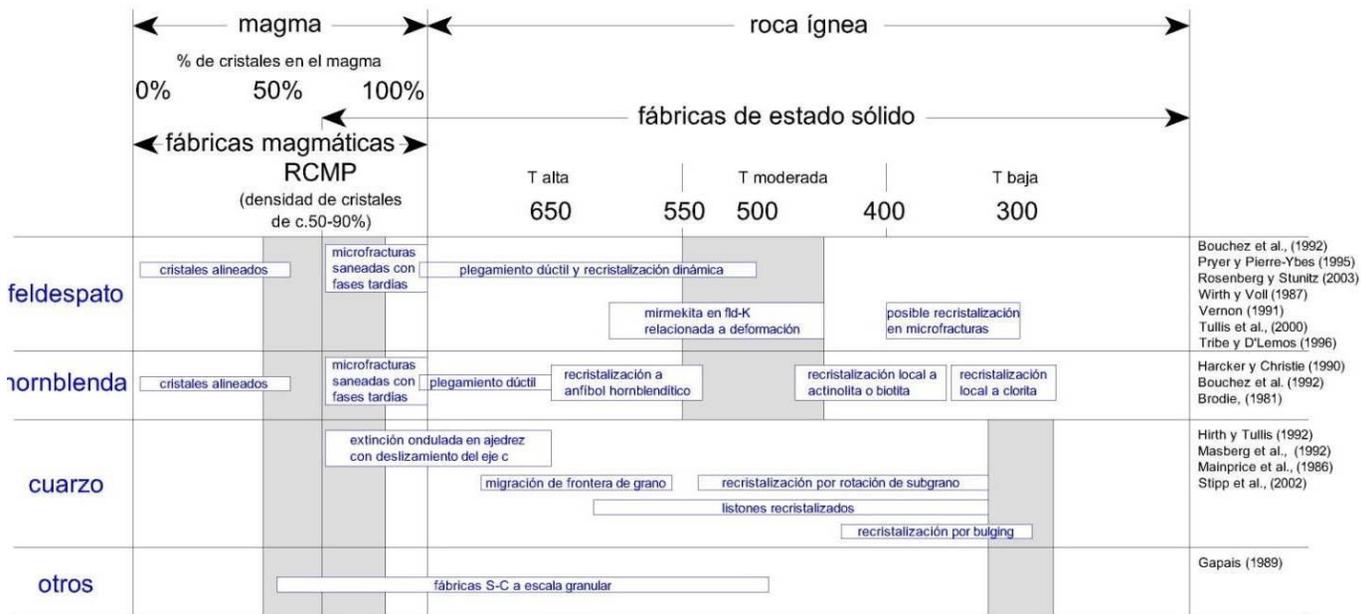


Fig. 2.1. Compilación de criterios microestructurales para el reconocimiento del porcentaje de fundido reológicamente crítico (RCMP) de las fábricas magmáticas y de las fábricas post-RCMP de estado sólido de alta, moderada y baja temperatura. Como se puede ver en esta figura, el magma puede ser catalogado como roca ígnea una vez que haya cristalizado por completo. Asimismo, las fábricas magmáticas pueden presentarse en cualquier etapa de cristalización del magma, pero las fábricas de estado sólido comienzan a presentarse cuando la densidad de cristales contenidos en el magma alcanzan aproximadamente el 50 al 90% (zona en gris) a la vez que es sometido a deformación. Los datos fueron compilados de Brodie (1981); Mainprice *et al.* (1986); Wirth y Voll (1987); Gapais (1989); Harcker y Christie (1990); Vernon (1991); Bouchez *et al.* (1992); Hirth y Tullis (1992); Masberg *et al.* (1992); Pryer y Pierre-Yves (1995); Tribe y D'Lemos (1996); Tullis *et al.* (2000); Stipp *et al.* (2002); Rosenberg y Stunitz (2003). Figura tomada y modificada de Tribe y D'Lemos (1996).

De manera general, para el análisis textural fueron utilizados los criterios de MacKenzie *et al.* (1982) y de Hibbard (1995); y para el análisis microestructural se usaron los criterios de Passchier y Trouw (2005) y Vernon (2004). En la Fig. 2.1 se muestra una compilación de varios de los criterios utilizados en este estudio.

2.5. Geoquímica de roca total

Fueron preparados los polvos de roca total de 28 muestras para el análisis de elementos mayores y traza. Las muestras fueron inicialmente procesadas en el Laboratorio de Molienda del Departamento de Geología del CICESE con una quebradora de quijada de fierro Braun® para reducir las muestras a esquirlas de aproximadamente 5.0 a 10.0 mm, y un pulverizador de disco Bico® para obtener tamaños de grano menores a 1.0 mm. Posteriormente, las esquirlas fueron molidas en una pulverizadora de anillos de carburo de tungsteno Bico® previamente pre-contaminada con una pequeña porción de la muestra en preparación. Finalmente, se realizó una alícuota para separar aproximadamente 100 g de muestra representativa, las cuales fueron almacenadas en botellas Nalgene® HDPE (polietileno de alta densidad).

La composición de los elementos mayores y traza se determinó en los laboratorios comerciales ActLabs– Skyline (Ancaster, Canadá), aplicando los métodos 4LithoResearch y 4B. Para ambas metodologías, la determinación de elementos mayores inicia con la mezcla entre la muestra y un fundente “met-tet” (metaborato – tetraborato de litio) en una relación 1:4. La mezcla resultante fue fundida en un horno de inducción a ~1100 °C. El líquido de fusión se mezcló en caliente con una solución de HNO₃ 5 % ultra-puro y una serie de estándares internos hasta su disolución completa (~30 min). La solución resultante fue analizada en un sistema Thermo Jarrell-Ash ENVIRO II ICP-OES, el cual fue previamente calibrado utilizando una combinación de materiales de referencia geoquímica. En general, la precisión analítica reportada fue < 2 % para todos los elementos mayores. Los límites de detección se reportan en las Tablas 2.1 y 2.2.

La composición de los elementos traza, incluyendo tierras raras, por el método 4LithoResearch se determinó aplicando, en primera instancia, un proceso de fusión y disolución similar al utilizado para los elementos mayores. A la solución resultante se le

añadió un estándar interno que incluía los elementos a analizar, fue diluida con agua ultrapura e introducida en un sistema Perkin-Elmer SCIEX ELAN 6000 ICP-MS. Al igual que en el análisis de elementos mayores, el sistema analítico ICP-MS fue calibrado aplicando una serie de materiales de referencia geoquímica. La precisión analítica para la mayoría de los elementos analizados fue 5-10%. Los límites de detección se reportan en las Tablas 2.1 y 2.2.

La determinación de elementos traza por el método 4B involucró tres procedimientos: (a) una digestión con HF, HNO₃ y HClO₄ en dos ciclos de calentamiento, seguida de evaporación hasta sequedad, disolución del residuo con HCl y recuperación con H₂O. Los contenidos de Cu, Mo, Ni, S y Zn fueron determinados en la solución con un sistema Varian Vista 735 ICP; (b) un proceso de fusión y disolución similar al utilizado para elementos mayores seguido del análisis de Sr, V, Y y Zr en un sistema Perkin-Elmer SCIEX ELAN 6000 ICP-MS; y (c) un gramo de muestra fue encapsulado en un vial de polietileno para ser analizado aplicando un método de activación de neutrones instrumental. La muestra fue irradiada durante 3 horas con un flujo térmico de neutrones de 7×10^{12} n/cm²s. Después de una semana, se efectuó el conteo de las señales de As, Co, Cr, Hf, Rb, Sc, Th, U, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Yb y Lu en un detector de Ge de alta pureza con una resolución de 1.7 keV para el fotopico 1332 keV de Co-60.

Tabla 2.1. Límites de detección de los elementos mayores (en % m/m) y traza (en ppm) de las muestras analizadas en ActLabs con el código “4Litho”. Abreviaciones: L.D.=límite de detección.

Elemento	L.D	Elemento	L.D	Elemento	L.D	Elemento	L.D
SiO ₂	0.01	Sr	2.0	Ag	0.5	Ho	0.1
Al ₂ O ₃	0.01	Y	2.0	In	0.2	Er	0.1
Fe ₂ O ₃ [†]	0.01	Zr	4.0	Sn	1.0	Tm	0.05
MnO	0.001	Cr	20.0	Sb	0.2	Yb	0.1
MgO	0.01	Co	1.0	Cs	0.5	Lu	0.04
CaO	0.01	Ni	20.0	La	0.1	Hf	0.2
Na ₂ O	0.01	Cu	10.0	Ce	0.1	Ta	0.1
K ₂ O	0.01	Zn	30.0	Pr	0.05	W	1.0
TiO ₂	0.001	Ga	1.0	Nd	0.1	Tl	0.1
P ₂ O ₅	0.01	Ge	1.0	Sm	0.1	Pb	5.0
Sc	1.0	As	5.0	Eu	0.05	Bi	0.4
Be	1.0	Rb	2.0	Gd	0.1	U	0.1
V	5.0	Nb	1.0	Tb	0.1	Th	0.1
Ba	3.0	Mo	2.0	Dy	0.1		

Las normas CIPW fueron calculadas considerando una base ajustada 100% anhídrida, con tasas $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ajustadas de acuerdo a su contenido en sílice (Middlemost, 1989). Debido al amplio rango composicional de las rocas intrusivas que conforman la zona de estudio, los óxidos graficados en los diagramas Harker también fueron recalculados con base anhidra (prefijo aj.). Todas las computaciones (los ajustes de las tasas anhídridas y de la oxidación de hierro, y las composiciones de las normas CIPW) fueron realizadas automáticamente con el programa SINCLAS (Verma *et al.*, 2003). Los datos geoquímicos fueron compilados y usados para construir varios diagramas de clasificación, de variación y de tierras raras (REE) normalizados a condrita y a manto primordial. Las anomalías de Eu fueron calculados a través del parámetro $\text{Eu}^* = 2\text{Eu}_{\text{CN}} / (\text{Sm}_{\text{CN}} + \text{Gd}_{\text{CN}})$, en donde los valores menores y mayores a 1 representan las anomalías negativas y positivas, respectivamente. Las composiciones de condrita fueron obtenidas de Haskin *et al.* (1968) y Nakamura (1974), mientras que aquellas del manto primordial provienen de Palme y O'Neill (2003). El análisis de los diagramas de variación y de los diagramas de elementos traza fue realizado con el apoyo de los coeficientes de partición presentes en el Apéndice 2.

Tabla 2.2. Límites de detección de los elementos mayores (en % m/m) y traza (en ppm) de las muestras analizadas en ActLabs con el código “4B”. Abreviaciones: L.D.=límite de detección; n/d=no detectado.

Elemento	I.D	Elemento	I.D	Elemento	I.D	Elemento	I.D
SiO_2	0.01	Sr	2.0	Ag	0.5	Ho	n/d
Al_2O_3	0.01	Y	1.0	In	n/d	Er	n/d
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$	0.01	Zr	2.0	Sn	n/d	Tm	n/d
MnO	0.01	Cr	1.0	Sb	0.2	Yb	0.1
MgO	0.01	Co	1.0	Cs	0.5	Lu	0.05
CaO	0.01	Ni	1.0	La	0.2	Hf	0.5
Na ₂ O	0.01	Cu	1.0	Ce	3.0	Ta	1.0
K ₂ O	0.01	Zn	1.0	Pr	n/d	W	3.0
TiO_2	0.005	Ga	n/d	Nd	5.0	Tl	n/d
P_2O_5	0.01	Ge	n/d	Sm	0.1	Pb	5.0
Sc	0.1	As	2.0	Eu	0.1	Bi	2.0
Be	1.0	Rb	20.0	Gd	n/d	U	0.5
V	5.0	Nb	n/d	Tb	0.5	Th	0.5
Ba	3.0	Mo	2.0	Dy	n/d		

2.6. Geocronología U-Pb en zircón

En la zona de estudio se obtuvieron cuatro muestras para su fechamiento de U-Pb en zircón. Los zircones de cada muestra fueron separados siguiendo procedimientos estándares en el Departamento de Geología del CICESE. Las muestras fueron previamente

quebradas y molidas en el Laboratorio de Molienda. Posteriormente sus cristales son separados a través de una mesa Wilfley®, un separador isodinámico Frantz® y con técnicas de líquidos pesados utilizando yoduro de metileno. Finalmente, los cristales de zircón libres de inclusiones fueron seleccionados a mano con la ayuda de un microscopio binocular Zeiss®. Los cristales individuales de zircón fueron analizados en el Departamento de Geología de la Universidad de Arizona, en Tucson, EUA, con un espectrómetro de masas con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) con multi-colector, manufacturado por Micromass y de marca Isoprobe®. Al momento del análisis, ese espectrómetro de masas estaba equipado con nueve colectores Faraday, un detector axial Daly y cuatro canales contadores de iones. El espectrómetro de masas tiene acoplado un sistema láser de Excimer ArF con una emisión de longitud de onda de 193 nm. La configuración del colector permite la medición del ^{204}Pb con los canales contadores de iones, mientras que el ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th y ^{238}U son medidos simultáneamente con los detectores Faraday. Los análisis fueron conducidos siguiendo la metodología descrita por Gehrels *et al.* (2006) en modo estático con un rayo láser de 35 μm de diámetro, con una energía de salida de ~ 32 mJ y con una tasa de repetición de 8 Hz. Cada análisis consistió en una integración de 20 segundos en picos sin disparar el láser para la medición de fondo y en 12 integraciones de un segundo en picos con el disparo del láser. Los valores del fondo son usados para remover cualquier contribución de Hg a la masa del ^{204}Pb . Las concentraciones de uranio y de torio son monitoreadas a través del análisis de un estándar (Vidrio NIST 610) con ~ 500 ppm de U y Th para cada muestra. El fraccionamiento inter-elemento fue monitoreado por medio del análisis de fragmentos estándar de zircones de Sri Lanka (SL-1) con una edad concordante conocida ID-TIMS de 564 ± 4 Ma (2) (Gehrels *et al.*, 2008), una vez cada cuatro cristales de zircón analizado.

Todas las edades reportadas se basan en las tasas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ porque los errores de las tasas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ son mayores debido a la baja señal del ^{207}Pb para muestras jóvenes. Las tasas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ fueron corregidas para plomo común usando el ^{204}Pb medido asumiendo una composición inicial de Pb de Stacey y Kramers (1975) y una incertidumbre de 1.0 para el $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Las edades promedio fueron calculadas usando el programa

Isoplot v.3 (Ludwig, 2003). Los errores sistemáticos fueron propagados por separado, e incluyen la edad del estándar, la corrección por calibración de los análisis del estándar, la composición del plomo común y las incertidumbres de la constante de decaimiento del U. Todas las incertidumbres de las edades son reportadas a un nivel de 2-sigma (2).

CAPÍTULO 3. SERIE INTRUSIVA NUEVO ROSARITO

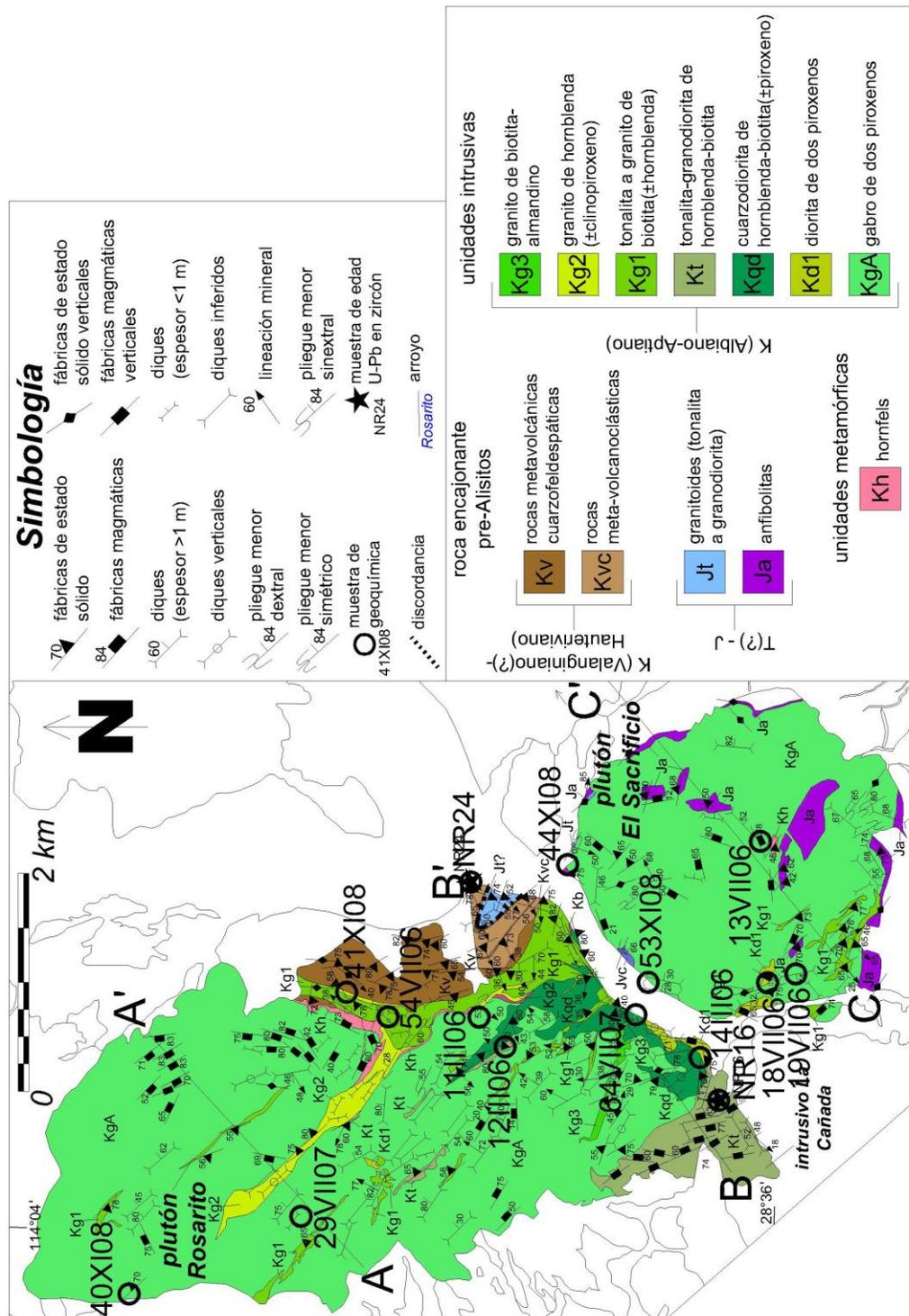


Fig. 3.1. Mapa geológico del plutón Nuevo Rosarito, conformado por los plutones Rosarito al norte y El Sacrificio al sur, separados entre sí por el arroyo Rosarito orientado NE-SW. La roca que encajona al cuerpo sur forma parte del complejo volcánico-plutónico La Unión.

La serie intrusiva Nuevo Rosarito (Apéndice 1) se localiza entre las coordenadas 28.65 °N y 28.59°N. Tanto la información generada en esta localidad como su interpretación han sido documentadas en Peña-Alonso *et al.* (2012). Como se muestra en la Fig. 3.1, Nuevo Rosarito está formada por los plutones Rosarito al norte y El Sacrificio al sur, los cuales están separados por el arroyo Rosarito orientado NE-SW. Rosarito es un plutón de 15 km², cuya geometría elíptica tiene el eje mayor de 6 km de longitud orientado NNW-SSE. Por su parte, El Sacrificio es de 7 km² y de geometría circular en forma de domo. A diferencia de Rosarito, el plutón El Sacrificio incluye en su interior pantallas de roca encajonante de hasta 150 m² (perfil CC'; Fig. 3.2).

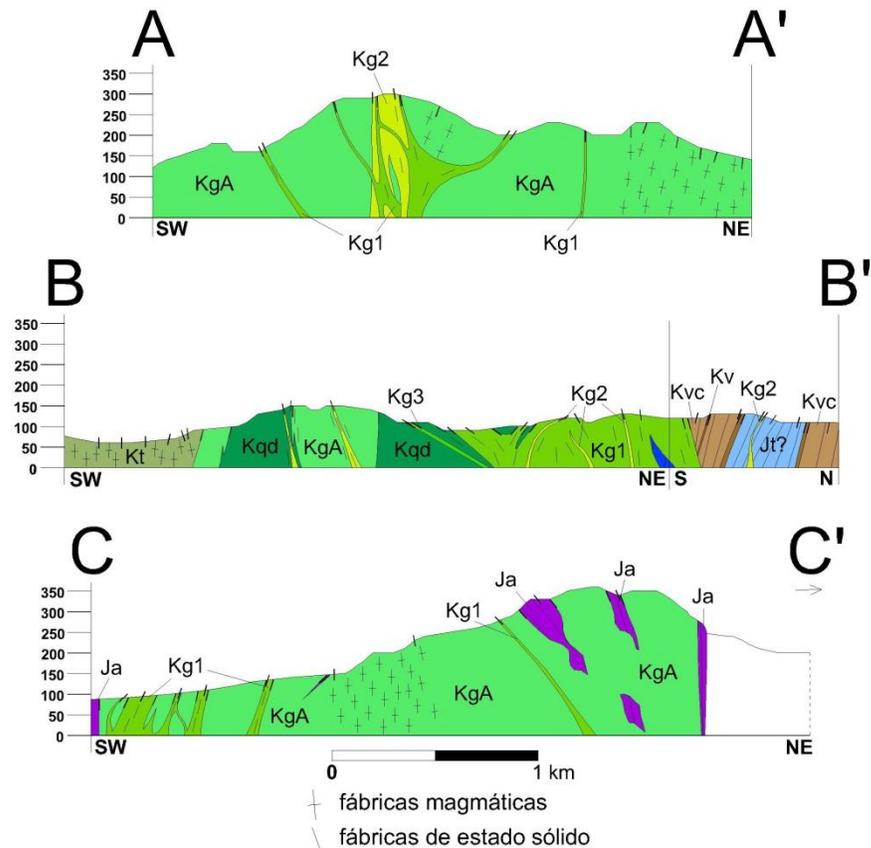


Fig. 3.2. Perfiles estructurales del plutón Nuevo Rosarito. Los perfiles AA' y BB' corresponden al plutón Rosarito y el perfil CC' al plutón El Sacrificio. La ubicación de los perfiles y la litología de las unidades intrusivas que conforman a los cuerpos norte y sur se muestran en la Fig. 3.1. El eje vertical está en metros sobre el nivel del mar. La exageración vertical es 2:1.

Como se puede apreciar en el mapa de la Fig. 3.1, ambos plutones están conformados por rocas máficas que en orden descendente de abundancia son: gabro de dos piroxenos (KgA),

cuarzodiorita de hornblenda-piroxeno (Kqd) y diorita de dos piroxenos (Kd1). Estas rocas máficas están intrusionadas por diques félsicos de composición tonalítica a granítica agrupadas en cuatro unidades intrusivas que en orden de emplazamiento según sus relaciones cortantes son: tonalita de hornblenda-biotita (Kt), tonalita-granodiorita-granito de biotita>hornblenda (Kg1), granito-monzogranito-sienogranito de hornblenda-clinopiroxeno (Kg2) y granito de biotita (Kg3).

3.1. Roca encajonante pre-Alisitos

Como se muestra en el mapa geológico de la Fig. 3.1, las rocas que encajonan al plutón Rosarito se agrupan en tres unidades litológicas: granitoides (Jt), rocas metavolcanoclásticas (Kvc) y rocas metavolcánicas (Kv).

Los granitoides que encajan al plutón Rosarito están presentes en un afloramiento de 66 m² de extensión y consisten en intrusivos de grano medio a grueso que de acuerdo a su contenido mineral varían de tonalita a granodiorita. En Rosarito, estas rocas contienen biotita y hornblenda, exhiben una cloritización moderada, tienen fábricas esquistas a protomiloníticas e incluye pantallas de pocos metros de espesor de protomilonitas félsicas y de anfibolitas. Estas rocas también presentan numerosos diques aplíticos de 1-3 cm de espesor sin una orientación bien definida. Estos diques aplíticos, que cortan a los granitoides, se truncan en contacto con las rocas metavolcánicas, por lo que se deduce una discordancia entre Jt y Kvc.

Las rocas metavolcánicas y metavolcanoclásticas dominan la litología de las rocas que encajonan al plutón Rosarito. Las rocas metavolcánicas son lava porfiríticas de composición andesítica a dacítica, metamorfizadas en facies de esquistos verdes. Estas lavas incluyen abundantes fenocristales eu-subhedrales de feldespato de 0.5 a 1.5 mm embebidos en una matriz rica en cuarzo y feldespato de grano fino con una proporción pobre de biotita>hornblenda.

Las rocas metavolcanoclásticas son rocas mal clasificadas con abundantes clastos de feldespato y con fragmentos líticos subredondeados embebidos una matriz rica en cuarzo (Fig. 3.3a). De los fragmentos líticos se identificaron esquistos máficos de grano fino y

rocas graníticas de grano medio a grueso. En el margen SE, las rocas metavolcanoclásticas presentan una textura protomilonítica, de las cuales se obtuvo una cinemática de cizalla derecha en dirección de su lineación, dando como resultado un movimiento del bloque SW hacia arriba (Fig. 3.3b). A decenas de metros de este afloramiento protomilonítico aflora una metabasita porfirítica vesicular con metamorfismo en facies de esquistos verdes.

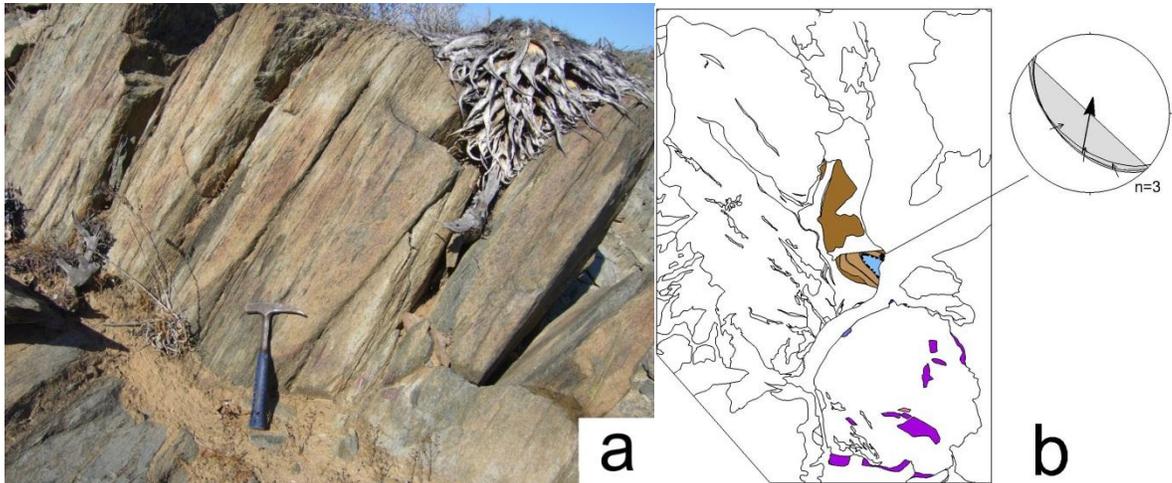


Fig. 3.3. (a) Afloramiento de una roca protomilonítica cuarzofeldespática, interpretada como meta-volcanoclástica, con abundantes porfiroclastos de feldespato y fragmentos de esquistos máficos cristalinos de grano fino con una tasa de elongación promedio 1:6 (x:z). (b) Localización y la cinemática de las fábricas de estado sólido de estas rocas. El estereograma muestra la dirección de las fábricas; las líneas indican el sentido del movimiento del bloque de techo deducido de los indicadores cinemáticos. Los valores promedio de la foliación y del sentido de la cizalla son representados por el gran círculo sombreado en gris y por la flecha en negrita, respectivamente. Las regiones coloreadas representan a la roca encajonante pre-Alisitos y el color asignado es equivalente al reportado en la Fig. 3.1.

En el margen oriental de Rosarito aflora la roca encajonante, la cual presenta una aureola de contacto de 10 a 100 metros de ancho de hornfels de hornblenda y hornfels de piroxeno (Kh; Fig. 3.1). El hornfels de hornblenda es granoblástico de grano fino, con una asociación mineral de plagioclasa + hornblenda + clinopiroxeno + opacos ± cuarzo. Por su parte, el hornfels de piroxeno es granoblástico de grano grueso y está formado por plagioclasa + ortopiroxeno + clinopiroxeno + opacos ± biotita ± hornblenda. Asimismo, los afloramientos de las rocas metavolcánicas Kv y los hornfels Kh que están en las inmediaciones de la aureola de contacto presentan fábricas esquistosas subverticales paralelas al borde del plutón. Tales fábricas están ocasionalmente oscurecidas por el efecto de las intrusiones tonalíticas a graníticas (Kg1 y Kg2).

Las rocas que encajonan al plutón El Sacrificio son los granitoides (Jt), las anfíbolitas (Ja) y las rocas metavolcánicas (Jv) del complejo volcánico-plutónico La Unión (capítulo 4). Las anfíbolitas (Ja) presentan una asociación mineral de plagioclasa + hornblenda + biotita, e incluye actinolita y/o epidota. Las rocas metavolcánicas están litológicamente dominadas por flujos andesíticos y riolíticos, brechas y tobas félsicas.

En contacto con el margen norte de El Sacrificio afloran varios m² de una metasamita de composición cuarzofeldespática y textura granoblástica, compuesta por plagioclasa sódica + biotita ± feldespato potásico ± hornblenda ± opacos, que se interpreta experimentó fusión parcial incipiente. Este afloramiento incluye pequeños “parches” y bandas félsicas sinuosas del orden de milímetros a centímetros (Fig. 3.4).

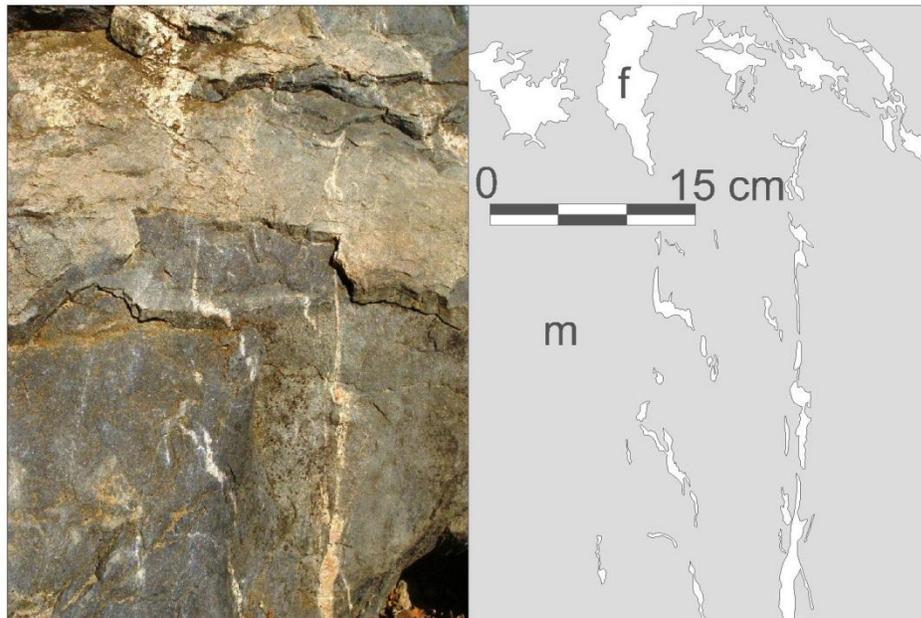


Fig. 3.4. Afloramiento mesocrático de varios m² en contacto con la periferia norte del plutón El Sacrificio. Estas rocas son de grano fino rico en feldespato y biotita (m) con material félsico distribuido en pequeños “parches” y bandas sinuosas interconectadas entre si del orden de milímetros a centímetros (f). Los parches y las bandas presentan bordes indentados y contactos difusos. El material félsico es de grano medio a grueso con plagioclasa + feldespato potásico + cuarzo + hornblenda + biotita. Este afloramiento se interpreta como una roca con fusión parcial incipiente.

Desde el punto de vista estructural, la intensidad de las fábricas y los patrones estructurales en la roca encajonante de los plutones Rosarito y El Sacrificio son distintos. En Rosarito, la textura de las rocas encajonantes varía de esquistosa a protomilonítica. Su estratificación y las fábricas de estado sólido se inclinan hacia el SW (promedio 150°/60°W; Fig. 3.5a). Las

rocas más deformadas de textura protomilonítica exhiben una evidente lineación mineral que en general se inclina hacia el SW (promedio $228^{\circ}/58^{\circ}$; Fig. 3.5a y b). En El Sacrificio, la textura de las rocas encajonantes varía de esquistosa a milonítica. Las fábricas de estado sólido son evidentes a través de, por ejemplo, colas asimétricas en los porfiroclastos de las rocas metavolcánicas Jv, o la distribución de la biotita y del cuarzo de los granitoides Jt en bandas de cizalla tipo S-C y S-C'.

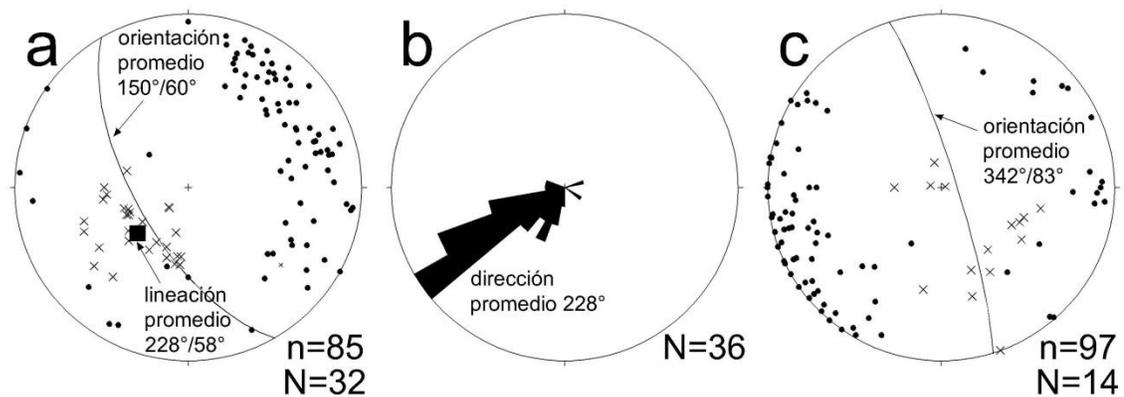


Fig. 3.5. Estereogramas y diagrama de rosa de los patrones estructurales de la roca encajonante del plutón Nuevo Rosarito. (a) Fábricas de estado sólido (incluyendo estratificación) y lineación de las rocas encajonantes del plutón Rosarito; (b) dirección de la lineación de la roca encajonante del cuerpo norte con textura protomilonítica; (c) fábricas de estado sólido (incluyendo estratificación) y lineación de la roca encajonante de El Sacrificio, presentes como pantallas embebidas dentro del plutón o como afloramientos en la vecindad del mismo. Los círculos sólidos representan los polos de las fábricas de estado sólido y las cruces las líneas minerales y de estiramiento. n=población de los datos de las fábricas de estado sólido; N=población de los datos de lineación.

En general, los granitoides y las rocas metavolcánicas localizados alrededor del plutón El Sacrificio, y las pantallas embebidas en el mismo, exhiben fábricas de estado sólido y una estratificación subvertical orientadas hacia el NNW (promedio $343^{\circ}/83^{\circ}$ E; Fig. 3.5c). Sin embargo, localmente, las fábricas de la roca encajonante localizada en el contacto inmediato con el margen del cuerpo sur se orientan paralelas a su periferia circular (Fig. 3.1).

3.2. Descripción de campo de las unidades intrusivas y sus patrones estructurales

El gabro de dos piroxenos KgA es la unidad intrusiva volumétricamente más importante de Nuevo Rosarito. Esta unidad es melanocrática, de grano medio a grueso, que al occidente de El Sacrificio y en contados afloramientos localizados también al occidente de Rosarito suele exhibir una pseudoestratificación delineada por variaciones granulométricas en la

plagioclasa. Se preservan fracturas verticales que en promedio se distribuyen preferentemente hacia el NW-SE y hacia el NE-SW (Fig. 3.6a).

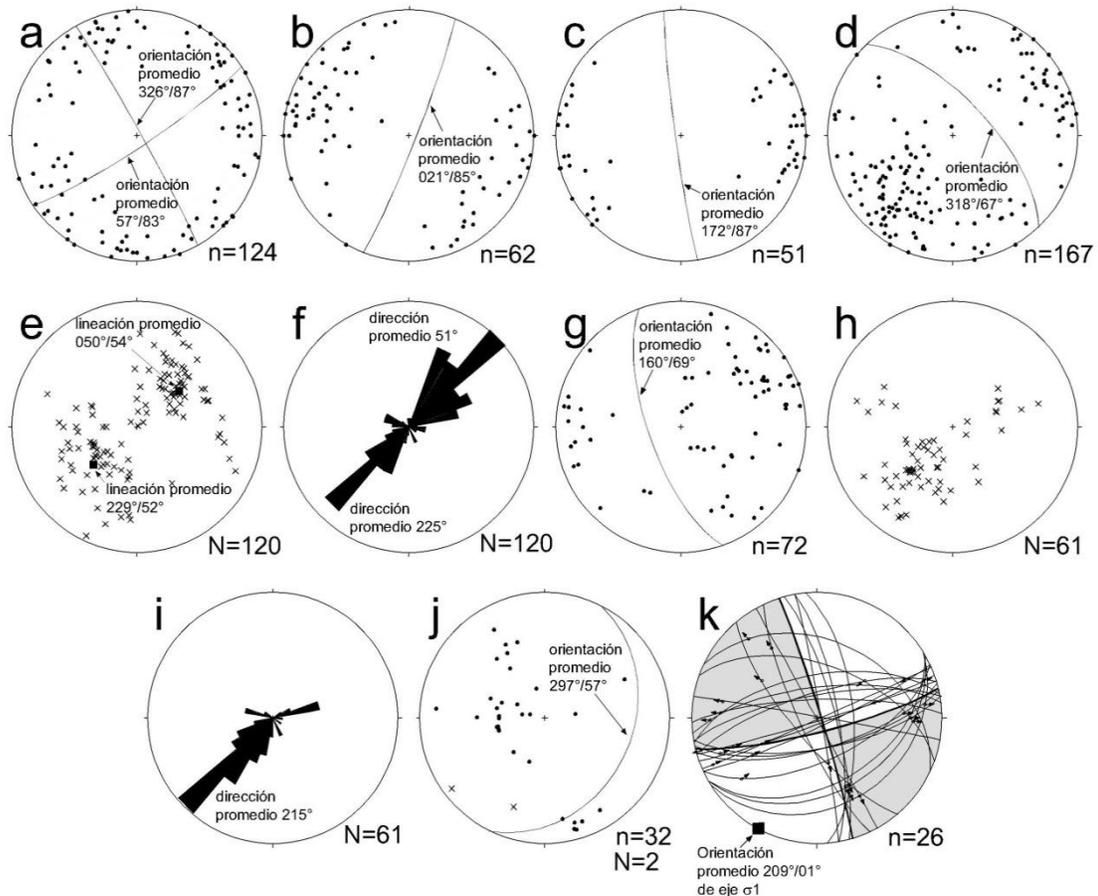


Fig. 3.6. Estereogramas y diagramas de rosa de los patrones estructurales de las unidades intrusivas del plutón Nuevo Rosarito. (a) Fracturas verticales desarrolladas en el gabro de dos piroxenos (KgA); (b) orientación de los diques de diorita (Kd1); (c) fábricas magmáticas del intrusivo La Cañada; (d) fábricas de estado sólido y orientación de los diques de tonalita (Kt) y de los diques de tonalita-granodiorita-granito ricos en biotita (Kg1); (e) lineación de los diques de tonalita (Kt) y de los diques de tonalita-granodiorita-granito ricos en biotita (Kg1); (f) dirección de la lineación de los diques de Kt y Kg1; (g) fábricas de estado sólido y orientación de los diques de granito-monzogranito-sienogranito (Kg2); (h) lineación de los diques de Kg2; (i) dirección de la lineación de los diques de Kg2; (j) orientación y lineación y orientación de los diques de granito de biotita-almándino (Kg3); (k) planos y estrías de las cizallas frágiles que afectan a las unidades Kt, Kg1 y Kg2. Los círculos sólidos representan los polos de las fábricas de estado sólido y las cruces las líneas minerales y de estiramiento. n=población de los datos de las fábricas de estado sólido; N=población de los datos de lineación.

En el plutón El Sacrificio, el gabro presenta horizontes cumulíticos de 4 cm a 2 m de espesor, compuestos principalmente de fenocristales de plagioclasa euhedral de 5 mm a 2 cm (Fig. 3.7a). En este plutón también el gabro KgA presenta fábricas magmáticas

definidas por bandeamiento composicional restringido a 10 cm de espesor cuando se encuentra en contacto con las pantallas de roca encajonante.

Las rocas gabróicas están intrusionadas por diorita de dos piroxenos de grano fino Kd1. En Rosarito, la diorita Kd1 ocurre en afloramientos masivos que se extienden hasta 100 m, cortados por abundantes vetas rellenas de actinolita de posible origen hidrotermal (Fig. 3.7b). También hay diques de diorita Kd1 con espesores de 1 a 10 cm. En El Sacrificio, la diorita aflora en cuerpos de 2 a 20 m de extensión de aspecto interdigitado (Fig. 3.7c) o en diques de 2 a 50 cm de espesor ligeramente curvilineales. La orientación de la diorita Kd1 es persistente hacia el NNE (promedio 021°/85°SE, Fig. 3.6b), independientemente de que se presenten en cuerpos interdigitados o en diques.

La cuarzodiorita de hornblenda-biotita Kqd (Fig. 3.1) se localiza al sur del plutón Rosarito. Estas rocas están intrusionadas por cuerpos félsicos más recientes (unidades Kt, Kg1, Kg2 y Kg3). Algunas porciones de este afloramiento incluyen enclaves subangulares de diorita (Kd1) o presenta fábricas de estado sólido de dirección NW-SE evidenciadas por la elongación de los anfíboles o por bandas de cizalla de ~4 cm de espesor.

Siguiendo el orden de emplazamiento, el gabro, la diorita y la cuarzodiorita están intrusionadas por tonalita y granodiorita de hornblenda-biotita de grano medio a grueso (Kt). La unidad Kt se presenta como un extenso afloramiento de ~800 m² y en diques de 2 a 10 m de espesor. El afloramiento principal, bautizado como el intrusivo La Cañada, se localiza en el extremo suroeste del plutón Rosarito (Fig. 3.1).

El intrusivo La Cañada contiene abundantes autolitos y enclaves dioríticos de bordes angulosos a subredondeados de 1 m a 3 cm (Fig. 3.7b), y exhibe evidentes fábricas magmáticas definidas por alineamiento mineral, por bandeamiento schlieren local, así como por el alineamiento o elongación de los autolitos y de los enclaves dioríticos Kd1 (orientación promedio 172°/87°W; Fig. 3.6c).

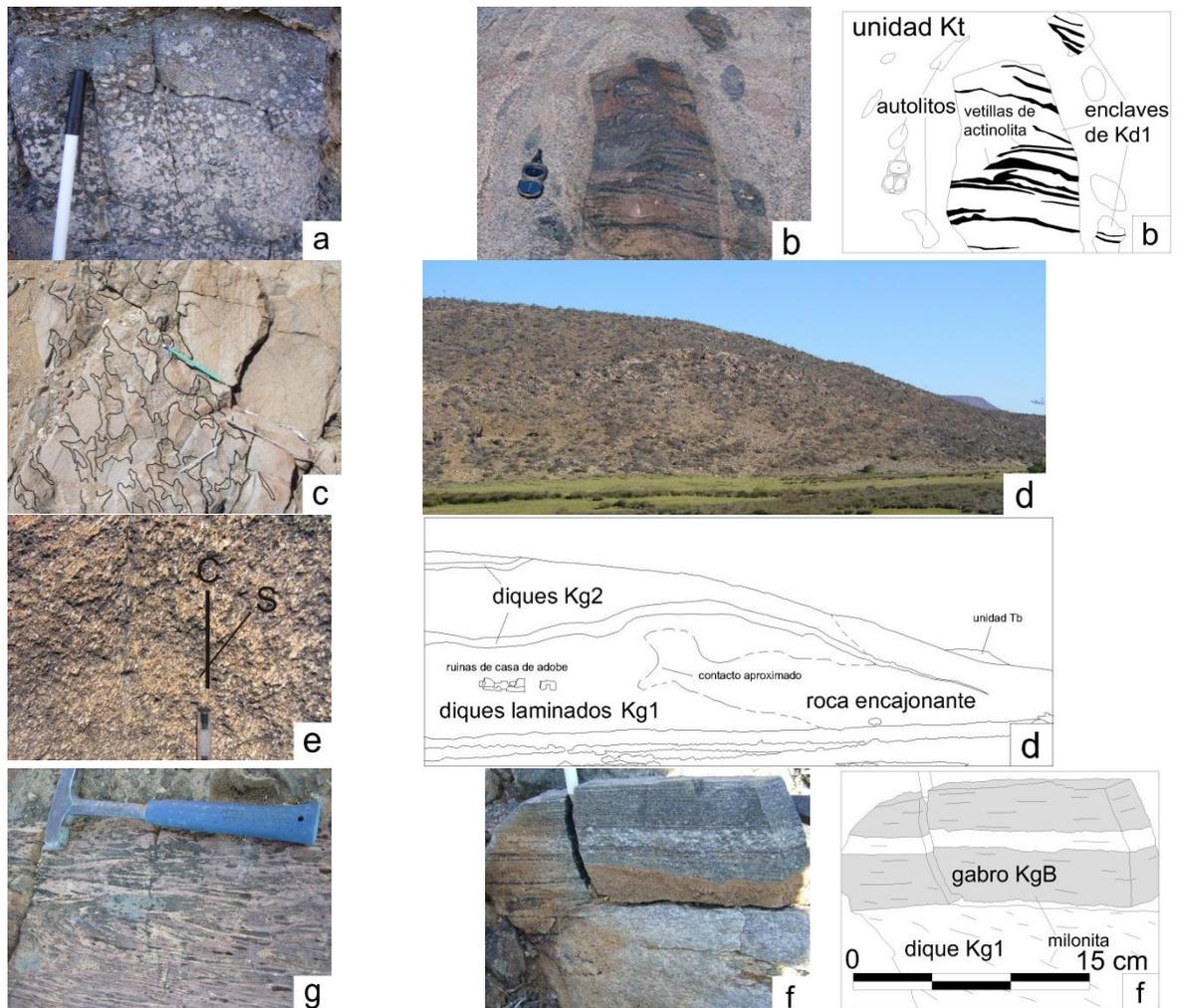


Fig. 3.7. Afloramientos de las unidades intrusivas del plutón Nuevo Rosarito. (a) Vista de perfil del contacto transicional entre el gabro (mitad superior) y la facies cumulítica de plagioclasa de grano grueso (mitad inferior). (b) Vista en planta del intrusivo La Cañada. Los enclaves dioríticos, que se diferencian fácilmente de los autolitos por su abundancia de venas rellenas de actinolita, pertenecen a la unidad Kd1. La dirección de las venas de actinolita de los distintos enclaves se preserva, lo que indica que tales experimentaron una rotación mínima en el plano horizontal por lo que su emplazamiento tuvo una componente predominantemente vertical. (c) Vista en planta de la zona de contacto entre el gabro de grano grueso (KgA) y los cuerpos dioríticos interdigitados (unidad Kd1 en el cuerpo sur). (d) Vista a distancia de la unidad Kg1, donde exhibe geometrías laminadas y que contiene diques individuales de la unidad Kg2. La fotografía fue tomada hacia el norte. Esta foto incluye las ruinas de una casa de adobe que puede ser usada como referencia gráfica. (e) Vista de perfil de un dique de granito rico en biotita (unidad Kg1) con estructuras S-C internas delineadas por la foliación mineral. Este cuerpo está orientado hacia el NW, por lo que se infiere que el sentido de cizalla fue de bloque NE hacia arriba. (f) Vista de perfil del contacto entre un dique de Kg1 (mitad inferior) y gabro (mitad superior). Ambas unidades intrusivas presentan una textura milonítica. En esta fotografía, la dirección de las fábricas internas del dique Kg1 es oblicua respecto al contacto. (g) Vista en planta de un dique de Kg2 con bandeamiento composicional y aparentes cavidades miarolíticas que intrusión el margen SW del plutón El Sacrificio.

Los diques de tonalita y granodiorita Kt se localizan a lo largo del cuerpo norte con dirección NW-SE. También exhiben fábricas magmáticas delineadas por alineamiento mineral; sin embargo, a diferencia del intrusivo La Cañada, las fábricas de los diques frecuentemente presentan texturas esquistosas superpuestas a las fábricas magmáticas o fábricas de estado sólido.

Las rocas máficas y el intrusivo La Cañada están cortados por diques individuales y por diques laminares de tonalita a granito de biotita>hornblenda Kg1 y por granito de hornblenda-clinopiroxeno Kg2. En el plutón Rosarito, los diques Kg1 tienen geometrías laminares con textura porfirítica a granular y están cortados a su vez por diques Kg2, cuyos espesores varían entre <40 cm y 3 m (Fig. 3.7d) y presentan una esquistosidad local con orientación paralela a la orientación de los mismos diques. Los diques Kg1 también se presentan como diques individuales de 10 cm a 7 m de espesor, los cuales afloran en casi todo el cuerpo norte y en la porción SW del cuerpo sur (Fig. 3.1). Estos diques tienen una dirección persistente hacia el NW-SE y presentan intensas fábricas internas de estado sólido (Fig. 3.7e) dominadas por texturas miloníticas (Fig. 3.7f). Pueden contener xenolitos máficos con deformación dúctil o enclaves de roca encajonante. Algunos de los diques Kg1 presentan facies pegmatíticas, las cuales pudieron cristalizar antes de que los diques se deformaran.

Los diques Kg2 tienen tonalidades rosa y aquellos de mayor espesor evidencian bandeamiento composicional (Fig. 3.7g). Los diques laminares Kg2 que se encuentran en Rosarito están cortados por los diques Kg1 de pocos cm de espesor; mientras que diques individuales Kg2 que afloran en la periferia oriental de Rosarito y en el margen SW de El Sacrificio presentan espesores menores a 1 metro.

Las rocas máficas localizadas en contacto inmediato con los diques de Kg1 y Kg2 suelen exhibir intensas fábricas dúctiles (Fig. 3.7f) o metamorfismo en facies de esquistos verdes a anfíbolita por efecto de la intrusión de los diques.

La orientación de los diques Kt, Kg1 y Kg2 y la orientación de sus fábricas internas es similar. Los diques Kt y Kg1 tienen direcciones NW-SE (Fig. 3.6d) y exhiben lineación mineral y de estiramiento hacia el SW y NE (Fig. 3.6e); mientras que los diques Kg2 se

orientan principalmente hacia el SE (Fig. 3.6g), con una lineación dirigida hacia el SW (Fig. 3.6h e i).

Al final de la secuencia de emplazamiento, la más reciente unidad intrusiva está compuesta por diques aplíticos de granito de biotita Kg3 de 0.5 a 2 m de espesor. Estos diques contienen abundantes facies pegmatíticas concentradas en sus márgenes o en la parte central y ocasionalmente incluyen almandino. A diferencia de las unidades félsicas anteriores, los diques Kg3 tienen una dirección NE-SW (Fig. 3.6j).

Las rocas Kt, Kg1 y Kg2 presentan planos de cizalla frágil rellenos de epidota hidrotermal que no superan los 2 cm de espesor. Los planos incluyen estrías de inclinación casi horizontal. El sentido de la cizalla de estos planos fue obtenido a partir de los escalones de las estrías o de vetas y enclaves utilizados como marcadores de separación. De acuerdo con la longitud de las estrías y la separación de los marcadores usados, el desplazamiento experimentado por estos planos de cizalla fue menor de 10 cm. Los planos de solución de tales planos de cizalla y la ubicación de su correspondiente eje de máxima compresión se muestra en al Fig. 3.6k.

Para identificar la cinemática de la deformación responsable de imprimir las fábricas de estado sólido que exhiben los diques de Kt, Kg1 y Kg2 fueron obtenidos 10 datos cinemáticos provenientes de diques representativos de las unidades Kg1 y Kg2. De éstos, cuatro fueron deducidos en el campo y los seis restantes de láminas delgadas de orientación paralela al plano XZ. La descripción de cada sitio en donde fueron obtenidos los datos cinemáticos se enlista en la Tabla 3.1 y en la Fig. 3.8 se muestra la localización y los patrones estructurales de los diez sitios de los que fueron obtenidos los datos cinemáticos.

A partir de la Fig. 3.8 podemos ver que en ocho sitios la cinemática es de bloque NE hacia arriba (Figs. 3.8a, b, c, e, f, g, h y j). En dos sitios restantes, la cinemática es contraria, aunque sus líneas presentan en promedio casi la misma orientación (Figs. 3.8 d e i).

Tabla 3.1. Descripción a mesoescala de los sitios en donde fueron obtenidos los datos cinemáticos de la deformación que imprimió las fábricas dúctiles en los diques de Kt, Kg1 y Kg2.

Sitio	Unidad involucrada	Coordenadas UTM		Observaciones
		Zona	Latitud/Longitud	
a	Kg1	11	788312/3171728	Dique de textura de gneiss de granito de biotita de 3 m de espesor que corta a gabro de dos piroxenos del plutón Rosarito. Se obtuvo una muestra orientada en donde los feldespatos con geometría sigmoide y los agregados de cuarzo recristalizado distribuidos en listones y de orientación oblicua a la foliación indican una cinemática izquierda según la líneaeación.
b	Kg1	11	788741/3169661	Dique con fábricas miloníticas con evidentes líneas minerales en el contacto oriental con el gabro del plutón Rosarito. Se obtuvo una muestra orientada en donde los feldespatos con geometría sigmoide indican una cinemática izquierda según la líneaeación.
c	Kg1	11	788989/3169024	Diques laminados con pliegues isoclinales y texturas esquistosas, que contienen diques individuales de Kg2. Se obtuvo una muestra orientada en los porfiroclastos de cuarzo de geometría sigmoide indican una cinemática izquierda según la líneaeación.
d	Kg2	11	790102/3169187	Serie de diques de varios centímetros de espesor con líneas minerales de cuarzo que de acuerdo a sus relaciones cortantes exhiben una cinemática derecha en vista en planta.
e	Kg2	11	789777/3168468	Zona de cizalla de pocos centímetros a dos metros de espesor asistida por material félsico en gabro de dos piroxenos. Incluye evidentes líneas minerales de cuarzo y hornblenda. En el afloramiento también se reportan diques félsicos de pocos centímetros de extensión que describen estructuras S que coalescen con las estructuras C de las fábricas miloníticas de la zona de cizalla, indicando una cinemática derecha en vista en planta.
f	Kg1	11	789576/3166578	Dique de grano grueso con enclaves máficos. La foliación mineral en conjunto delinea estructuras S-C (Fig. 3.6e) que indican una cinemática izquierda en vista de perfil.
g	Kg2	11	789695/ 3166504	Dique de dos metros de espesor con bandeamiento composicional (Fig. 3.6g) y líneas minerales de hornblenda incipientes. La geometría sigmoide incipiente de algunos granos de cuarzo sugiere una cinemática izquierda según la líneaeación.
h	Kg1	11	787883/ 3168717	Dique con intensas fábricas de estado sólido con aparentes isopliegues a nivel granular, rica en cuarzo y biotita. También exhibe bandeamiento composicional y evidentes líneas de biotita. Se obtuvo una muestra orientada; en la misma, la biotita y dominios de granularidad fina a muy fina se distribuyen en estructuras S-C incipientes que indican una cinemática izquierda según la líneaeación.
i	Kg1	11	787584/ 3169822	Dique milonítico de pocos metros de espesor con estructuras S-C delineadas por las fábricas internas que indican una cinemática derecha paralela a la línea. El gabro en contacto con este dique también presenta una textura milonítica (Fig. 3.6f).
j	Kg1	11	786922/ 3170958	Dique de más de 10 metros de espesor con intensas fábricas de estado sólido que intrusiona a gabro de dos piroxenos. Se obtuvo una muestra orientada en donde las estructuras sigmoides de los feldespatos y los listones de cuarzo recristalizado distribuidos en estructuras S-C incipientes indican una cinemática izquierda según la líneaeación.

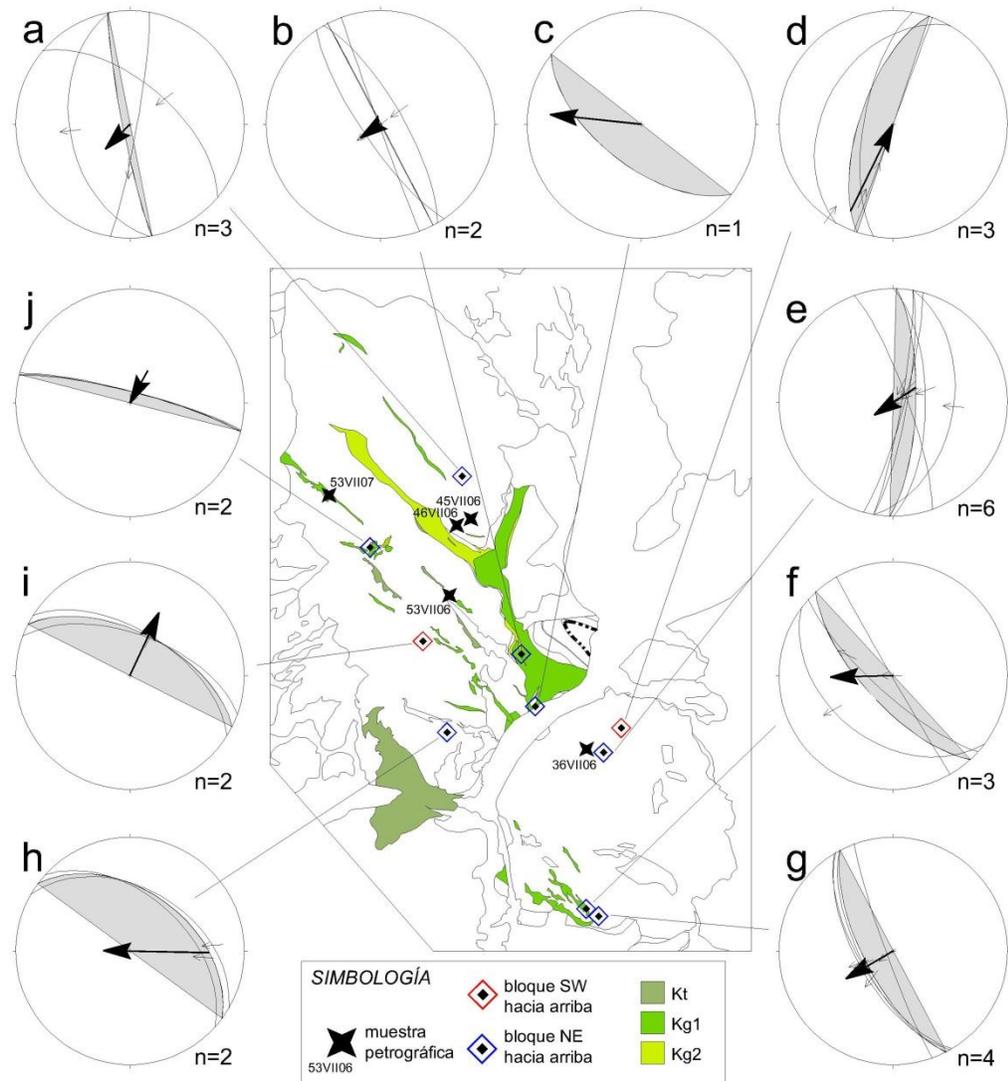


Fig. 3.8. Compendio del análisis cinemático obtenido a partir de las fábricas internas de diques de las unidades Kg1 y de Kg2 coloreadas en verde. Los estereogramas muestran la dirección de las fábricas; las líneas dentro de cada estereograma indican el sentido del movimiento del bloque de techo deducido de los indicadores cinemáticos. Los valores promedio de la foliación y del sentido de la cizalla se muestran a través de los grandes círculos sombreados y de las flechas. Las regiones coloreadas representan a las unidades intrusivas félsicas Kt, Kg1 y Kg2. Las muestras petrográficas que se incluyen son aquellas en donde se reportan fracturas submagnéticas o microestructura de “fusión por contacto” descritas en el texto.

3.3. Petrografía y microestructuras de las unidades intrusivas

La moda de las muestras que representan a cada unidad intrusiva de Nuevo Rosarito es enlistada en la Tabla 3.2.

3.3.1. Gabro de dos piroxenos (KgA)

Como se muestra en la Fig. 3.9a, siete de las once rocas gabróicas analizadas petrográficamente grafican dentro del campo de la gabronorita. Las muestras suelen presentar texturas hipidiomórficas a seriadas, con labradorita-andesina (40-62%) euhedral a anhedral, normalmente de grano grueso. El ortopiroxeno (4-29%) y el clinopiroxeno (augita; 4-27%) son granulares a subofíticos de grano medio a grueso. Los minerales opacos no sobrepasan el 12% de contenido modal. La augita del cuerpo sur suele exhibir lamelas de exsolución tipo “cuerda” de pigeonita y en menor proporción pigeonita invertida. Las rocas con presencia de cumulatitos están formadas por 90-98% de labradorita de grano grueso que en ocasiones exhiben bordes de reacción, y que usualmente presentan una textura traquítica. En El Sacrificio, el piroxeno de las rocas gabróicas KgA que está en contacto con los cuerpos interdigitados de diorita Kd1 (Fig. 3.7c) están reemplazadas por hornblenda verde a café (>34%), posiblemente con un contenido variable de Fe-Ti y de Mg.

En dos sitios se obtuvieron muestras de gabro en contacto con diques de tonalita a granito Kg1. En estas muestras el gabro presenta un metamorfismo en facies de esquistos verdes (albita + cuarzo + actinolita ± biotita ± epidota ± oligoclasa) a anfibolita (plagioclasa sódica + hornblenda ± epidota ± clinopiroxeno).

3.3.2. Diorita de dos piroxenos (Kd1)

La diorita es de textura aliotromófica granular, compuesta de andesina (51-55%), enstatita subofítica de grano medio (7-25%), augita (10-13%), con una proporción menor de hornblenda poiquilítica café o intersticial verde (4-17%) y opacos (6-12%).

La diorita en contacto con el gabro KgA llega a presentar xenocristales de plagioclasa cálcica, cuya composición es muy similar a la de la plagioclasa del gabro. A microescala, el contacto entre la diorita interdigitada y el gabro del cuerpo sur (Fig. 3.7c) está delineada por los márgenes cristalinos de los granos de plagioclasa del gabro (Fig. 3.10a). Ambas observaciones indican una textura “entrelazada” (interlocking; Hibbard y Waters, 1985), que sugiere un fracturamiento magmático en condiciones de cristalización avanzada.

Tabla 3.2. Moda de los intrusivos cretácicos de la serie intrusiva Nuevo Rosarito.

MUESTRA	MINERALES					
<i>Gabro de dos piroxenos KgA</i>						
	Pl	Ol	Opx	Cpx	Am	Op
11III06	39.7	5.0	19.2	20.3	10.1	6.1
10VII06	62.5	2.8	26.1	8.6	-	-
13VII06	37.4	0.2	20.7	18.9	15.4	5.9
18BVII06	51.2	-	7.3	12.7	16.5	12.2
26VII06	59.3	2.5	3.6	24.5	-	0.8
29VII07	66.0	-	10.4	23.5	-	0.1
56VII07	59.4	-	28.4	12.0	-	0.2
40XI08	60.5	-	9.1	30.0	-	0.4
44XI08	71.2	-	2.0	19.5	7.2	0.1
<i>Diorita de dos piroxenos KdI</i>						
	Pl	Opx	Cpx	Am	Op	
14III06	54.9	24.6	9.9	-	-	
18AVII06	51.1	5.3	5.5	34.0	4.0	
<i>Cuarzodiorita de hornblenda-biotita Kqd</i>						
	Pl	Qtz	Cpx	Am	Bt	Op
40X07	60.5	4.5	-	21.5	13.5	-
38X08	65.8	1.2	-	27.9	4.0	-
32VII07	53.8	7.5	-	36.4	2.3	-
05X08	63.1	-	2.5	24.1	10.3	-
<i>Tonalita-granodiorita de hornblenda-biotita Kt</i>						
	Pl	Kfs	Qtz	Hbl	Bt	Op
12III06	37.4	8.9	23.8	14.9	13.4	1.5
NR16	64.3	-	8.8	14.5	12.1	0.3
02VII06	47.9	-	23.1	14.0	13.7	1.2
03VII06	61.6	3.8	24.3	3.3	7.0	-
<i>Tonalita-granodiorita-granito de biotita>hornblenda KgI</i>						
	Pl	Kfs	Qtz	Hbl	Bt	Op
28VII07	10.4	65.8	23.8	-	-	-
22X08	19.8	40.0	30.6	4.0	5.3	0.3
05VII06	44.0	10.1	37.4	-	8.1	0.3
46VII06	26.1	32.9	37.9	-	0.8	-
30BX08	49.8	12.4	20.7	-	16.4	0.7
45VII06	50.7	28.6	20.7	-	-	-
01X08	28.0	34.8	26.3	-	3.6	3.0
13III06	41.2	19.0	38.2	-	1.1	0.5
15III06	46.8	18.0	33.6	-	1.5	0.5
59VII06	36.9	15.2	33.1	-	14.5	-
19VII06	56.0	12.4	25.1	2.1	4.0	0.3
53VII07	49.3	2.5	40.2	7.4	-	0.6
29VII06	37.2	15.4	40.8	-	3.8	0.7
<i>Granito-monzogranito-sienogranito de hornblenda-clinopiroxeno Kg2</i>						
	Pl	Kfs	Qtz	Cpx	Hbl	Op
23X08	28.6	21.8	39.3	4.3	6.0	-
58VII06	22.6	31.1	42.6	-	3.0	-
41XI08	37.9	33.4	26.3	-	1.5	0.8
37AVII06	32.2	31.7	23.5	-	3.6	8.9
38VII07	27.2	44.9	24.4	3.6	-	0.7
34X08	23.8	56.3	14.4	3.3	1.3	0.8
43VII06	41.7	33.9	18.0	-	5.8	0.2
44VII06	56.8	31.7	5.2	-	6.3	-
<i>Granito de biotita Kg3</i>						
	Pl	Kfs	Qtz	Grt	Bt	Op
01VII06	53.0	12.2	30.9	5.8	-	-
64VII07	44.6	25.5	26.3	-	2.5	1.2
53XI08	31.4	30.5	35.0	-	3.0	0.1
43XI08	10.2	60.8	25.8	-	0.3	2.8

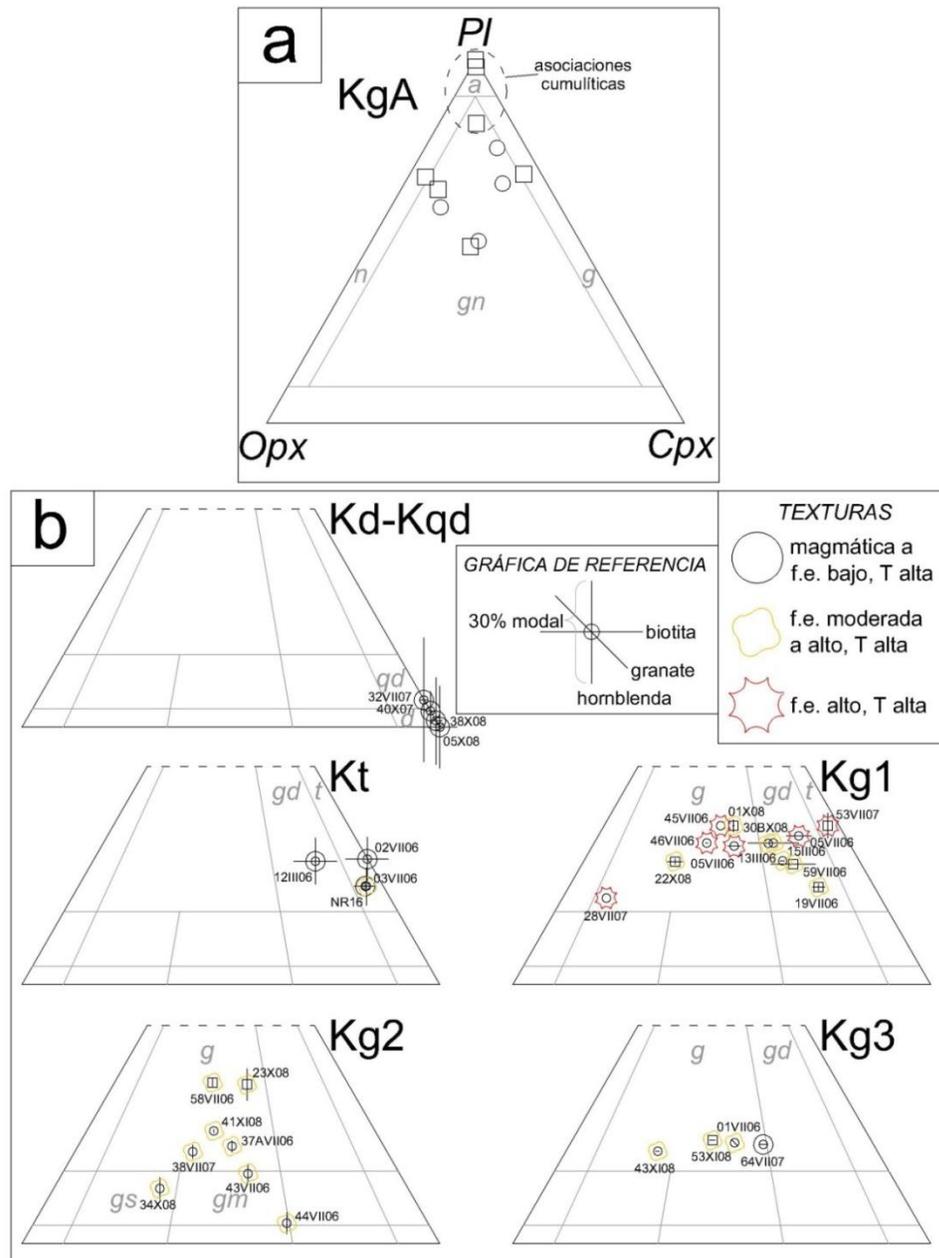


Fig. 3.9. (a) Clasificación modal Pl-Opx-Cpx del gabro de dos piroxenos KgA (después de Streckeisen, 1976). Los círculos y los cuadrados representan a las muestras que pertenecen a los plutones Rosarito y El Sacrificio, respectivamente. (b) Clasificación modal QAPF y texturas de las unidades cuarzofeldespáticas. En la gráfica de referencia, la longitud de las barras representa el 30% del contenido modal de las fases máficas correspondientes. En la gráfica de referencia, las barras en posición vertical, diagonal derecha hacia abajo, horizontal y diagonal derecha hacia arriba representan el contenido de hornblenda, granate, biotita y piroxeno, respectivamente. Abreviaciones: Q=cuarzo, F=feldespato potásico; P=plagioclasa; a=anortosita, n=norita, gn=gabronorita, g=gabro, d=diorita, qd=cuarzodiorita, t=tonalita, gd=granodiorita, g=granito, s= sienita, qm=cuarzomonzonita. Los círculos y los cuadrados representan a las muestras que fueron colectadas de los cuerpos norte o sur, respectivamente. Todas las muestras de las unidades Kg1, Kg2 y Kg3 provienen de diques.

3.3.3. Cuarzodiorita de hornblenda-piroxeno (Kqd)

Las rocas de cuarzodiorita muestran texturas hipidiomórficas o aliotromórficas de grano medio a grueso. La plagioclasa es andesina (52-79%). El cuarzo que contiene es intergranular (<4%), el cual suele presentar extinción ondulada. Su moda también incluye hornblenda verde subofítica con inclusiones ocasionales de augita (13-41%), biotita café con ligeras tonalidades rojizas (3-4%) y opacos (1-3%). Dos muestras incluyen cristales de hiperstena (<3%). Numerosas plagioclasas presentan un zonamiento normal discontinuo. Los núcleos cristalinos de tales plagioclasas tienen geometrías irregulares, un evidente fracturamiento intragranular y/o una textura tipo “caja”, lo que sugiere que los núcleos experimentaron reabsorción.

3.3.4. Tonalita-granodiorita de hornblenda-biotita (Kt)

El intrusivo La Cañada está conformado por rocas hipidiomórficas de grano medio a grueso, mientras que los diques son aliotromórficos. Las rocas Kt están compuestas por oligoclasa (37-62%) que suele exhibir un zonamiento normal discontinuo y oscilatorio; feldespato potásico (<12%) de textura subofítica comúnmente con maclado en tartán; cuarzo de grano fino (23-25%) con extinción ondulada incipiente tipo ajedrez (Fig. 3.10b); hornblenda verde (2-15%) con fracturamiento intergranular; biotita café rojiza intergranular (>14%) con segmentos desorientados o kinking en el intrusivo La Cañada o delineando estructuras S-C en los diques. Los minerales opacos (>2%), el zircón y el apatito son los minerales accesorios. El feldespato potásico de los diques también incluye mirmekitas.

3.3.5. Tonalita-granodiorita-granito de biotita>hornblenda (Kg1)

Esta unidad presenta composiciones que varían de tonalita de hornblenda a granito rico en feldespato potásico. Contiene oligoclasa (10-49%), feldespato potásico (10-66%), cuarzo (24-40%), biotita (<16%), y opacos (<1%). Incluye zircón, apatito y/o turmalina como minerales accesorios. La hornblenda (2-8%) sólo se encuentra en El Sacrificio. Muchos de los diques Kg1 presentan textura milonítica, definida por porfiroclastos de feldespato, cuarzo y/o hornblenda envueltos en folia rica en cuarzo y biotita de grano fino.

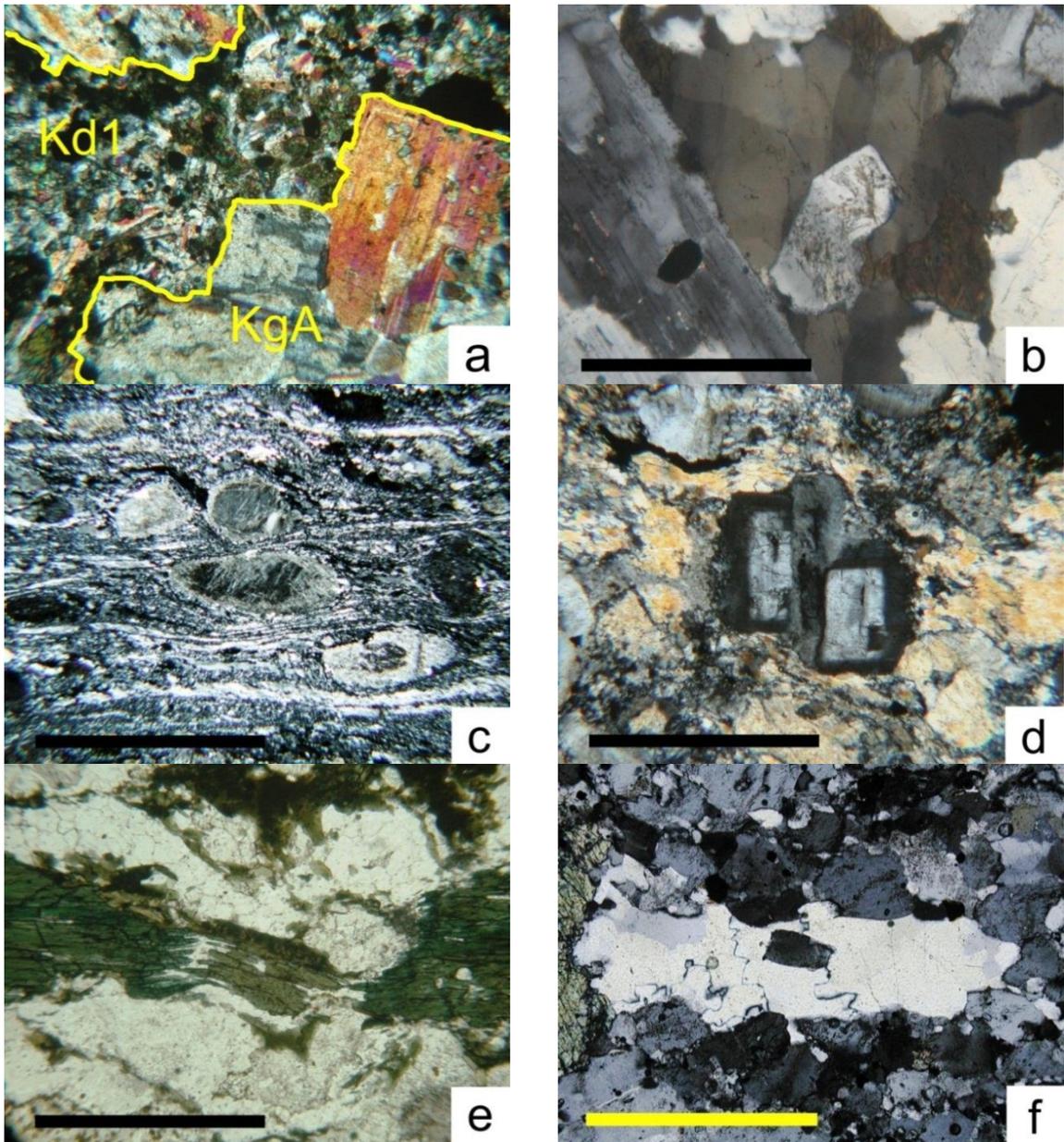


Fig. 3.10. Algunas texturas y microestructuras de las unidades intrusivas de la serie intrusiva Nuevo Rosarito. (a) Contacto a microescala entre gabro de dos piroxenos (unidad KgA) y diorita de dos piroxenos (unidad Kd1) delineado por las fronteras cristalinas de los granos de plagioclasa del gabro, definiendo una textura “entrelazada” (*interlocking*; Hibbard y Waters, 1985). (b) Cuarzo de grano grueso proveniente del intrusivo La Cañada, que presenta una extinción ondulada incipiente tipo ajedrez. (c) Vista a microescala de una lamina delgada paralela al plano XZ de un dique de granito rico en biotite (unidad Kg1) que indica una cinemática izquierda de acuerdo a la geometría sigmoide de los porfiroclastos de feldespato y de cuarzo y a la orientación oblicua de los subgranos que conforman a los listones recrystalizados de cuarzo. (d) Plagioclasa con zonamiento normal discontinuo truncada por una fractura intragranular rellena de una fase tardía orientada casi ortogonal a la foliación (dirección de acortamiento), definiendo una microestructura de “fusión por contacto” (*contact melting*; Park y Means, 1996). (e) Grano de hornblenda boudinada. Las barras de escala representan 1.0 mm para (c) y (d); 0.5 mm para (e); y 0.3 mm para (b) y (f).

Los porfiroclastos de feldespato usualmente presentan formas sigmoides y bordes cristalinos moderada a intensamente recrystalizados (Fig. 3.10c). Los porfiroclastos de feldespato potásico frecuentemente exhiben maclado en tartán y/o pertitas de flama. Los porfiroclastos de cuarzo son redondeados y tienen extinción ondulada tipo ajedrez. Los porfiroclastos de hornblenda exhiben segmentos desorientados, boudines (Fig. 3.10d), o se presentan como agregados recrystalizados que delinean a la folia. El tamaño y geometría de los agregados de cuarzo en la folia que rodea a los porfiroclastos sugiere que experimentó una recrystalización por bulging o por rotación de subgrano.

En las muestras 36VII06, 46VII06 y 53VII07 (Fig. 3.8 y Fig. 3.9b), los feldespatos contienen fracturas intragranulares rellenas de fases tardías, albíta o cuarzo (fracturas submagmáticas definidas por Bouchez *et al.*, 1992). Finalmente, las muestras 45VII06 y 53VII06 (Fig. 3.8 y Fig. 3.9b) incluyen plagioclasa zonada cuyo zonamiento químico está trucado por fracturas intragranulares con orientaciones casi ortogonales a la foliación y rellenas por fases tardías en continuidad óptica con los bordes cristalinos exteriores (Fig. 3.10e), definiendo una microestructura de “fusión por contacto” (*fusion contact*) de Park y Means (1996).

3.3.6. Granito-monzogranito-sienogranito de hornblenda-clinopiroxeno (Kg2)

Los diques de esta unidad son de grano fino, aliotromórficos granulares, compuestos de oligoclasa (21-47%) subhedral a anhedral, la cual suele exhibir maclas mecánicas (por deformación) y segmentos desorientados. También contiene feldespato potásico anhedral (12-63%) con maclado en tartán y/ reemplazados por mirmekitas; cuarzo (6-43%) con fronteras cristalinas lobulares a dentadas (Fig. 3.10f) y con extinción que varía de ondulada a tipo ajedrez incipiente y hornblenda verde (1-14%) elongada, en ocasiones boudinada en dirección de la foliación. Estas rocas también incluyen augita anhedral o pigeonita (<4%), minerales opacos (<8%) y una población relativamente alta en accesorios, incluyendo apatito, turmalina, zircón y esfena.

3.3.7. Granito de biotita (Kg3)

Los diques Kg3 tienen texturas hipidiomórficas a aliotromórficas granulares. Presenta oligoclasa (21-45%) con zonamiento normal y maclado mecánico; feldespato potásico (26-53%) presente en pertitas y mesopertitas con maclado tartán; cuarzo (19-26%) anhedral con texturas consertales y extinción desde ondulada hasta tipo ajedrez incipiente. También contienen almandino (<6%) euhedral a subhedral, biotita intergranular (2%) con una cloritización incipiente, mica clara (<1%), opacos (<1%), y apatito y zircón como minerales accesorio. Esta unidad incluye dominios pegmatíticos de cuarzo + feldespato potásico + turmalina + almandino.

3.4. Geoquímica de roca total

En los diagramas Harker de los elementos mayores (Fig. 3.11), la composición del MgO disminuye con el incremento en sílice con una pendiente más marcada en los gabros y dioritas que en las rocas félsicas. En el caso del álcalis, disminuye casi linealmente conforme aumenta la sílice. También se aprecia que la composición del MnO, Fe_2O_3^t y TiO_2 suele aumentar en los gabros y dioritas con una pendiente negativa, mientras que en las rocas félsicas disminuye. Asimismo, la composición del Al_2O_3^t , CaO y P_2O_5 aumenta en el gabro con una pendiente positiva, mientras que en el resto de las rocas disminuye.

3.4.1. Rocas gabróicas y dioríticas

Las rocas gabróicas KgA (SiO_2 42.9 - 47.5%) tienen un alto contenido en alúmina (17.2 - 23.7%) y moderado a alto en magnesio (5.6 - 11.7 wt%), en comparación con los magmas primarios (e.g., Best, 2002). La mayoría de las muestras gabróicas contienen olivino normativo (1.5 - 29.6%) e hiperstena normativa (0.8 - 13.5%), excepto la muestra 11III06 que presenta nefelina normativa (0.8%) y el menor contenido en sílice (Tabla 3.3). Las rocas gabróicas presentan contenidos bajos de TiO_2 and P_2O_5 en comparación con el resto de las litologías del plutón (Fig. 3.11).

En los diagramas Harker de los elementos traza (Fig. 3.12) se puede observar que en las rocas gabróicas y dioríticas ocurre una dispersión tal que impide definir tendencias en la mayoría de las muestras, excepto por el Ba que aparentemente aumenta con respecto a la mayor abundancia de sílice. En la misma figura se aprecia que las rocas félsicas pueden

trazar varias tendencias conforme aumenta el contenido de sílice: (a) un incremento abrupto (Th); (b) un incremento seguido de un decremento alrededor del 74% de SiO₂ (Rb y Ba); (c) un decremento aparentemente continuo (Sr, Y, Sc y V); y (c) un aparente incremento definido por datos relativamente dispersos (U y Cr).

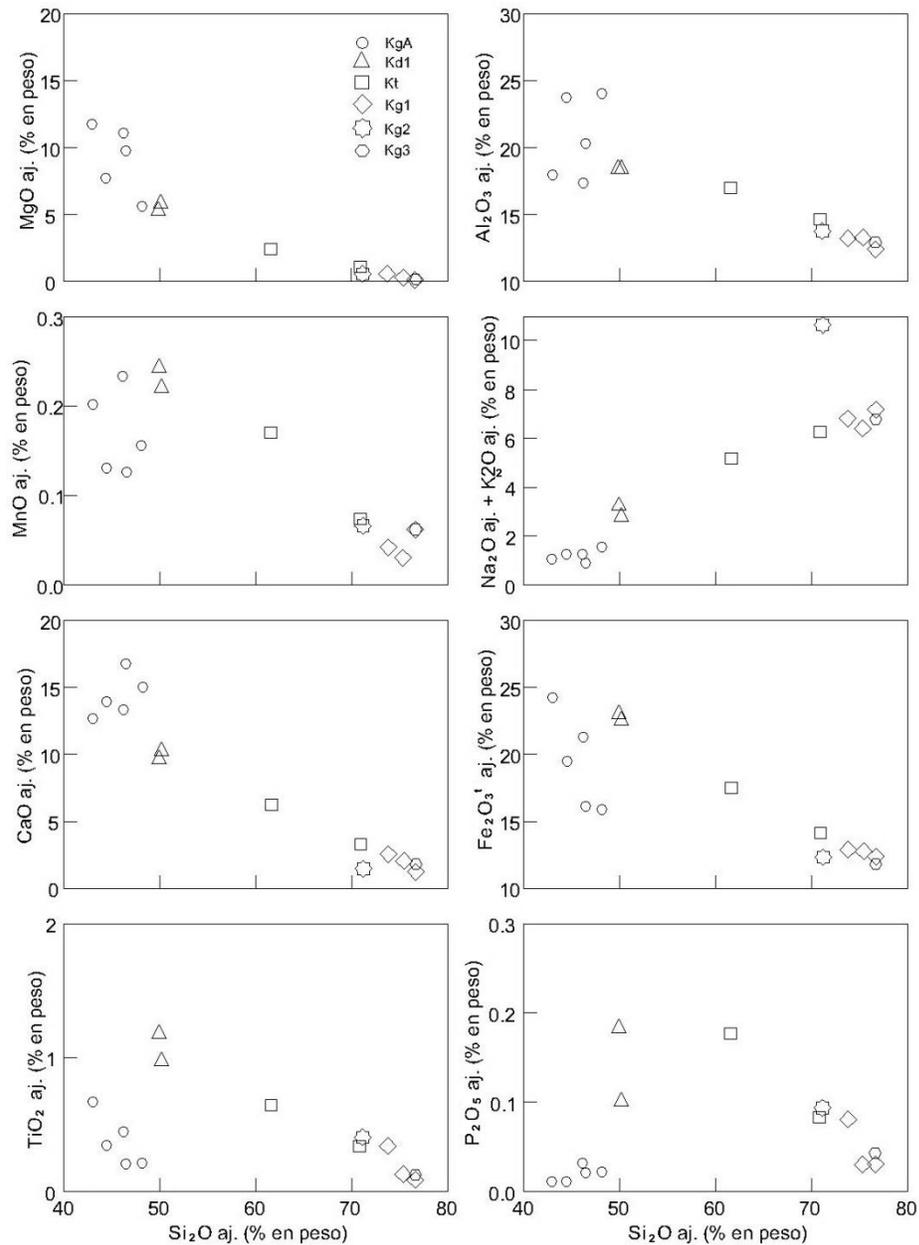


Fig. 3.11. Diagramas Harker de los elementos mayores para el análisis de las unidades intrusivas representativas del plutón Nuevo Rosarito. Los elementos mayores son recalculados al 100% con base anhidrida (prefijo aj.).

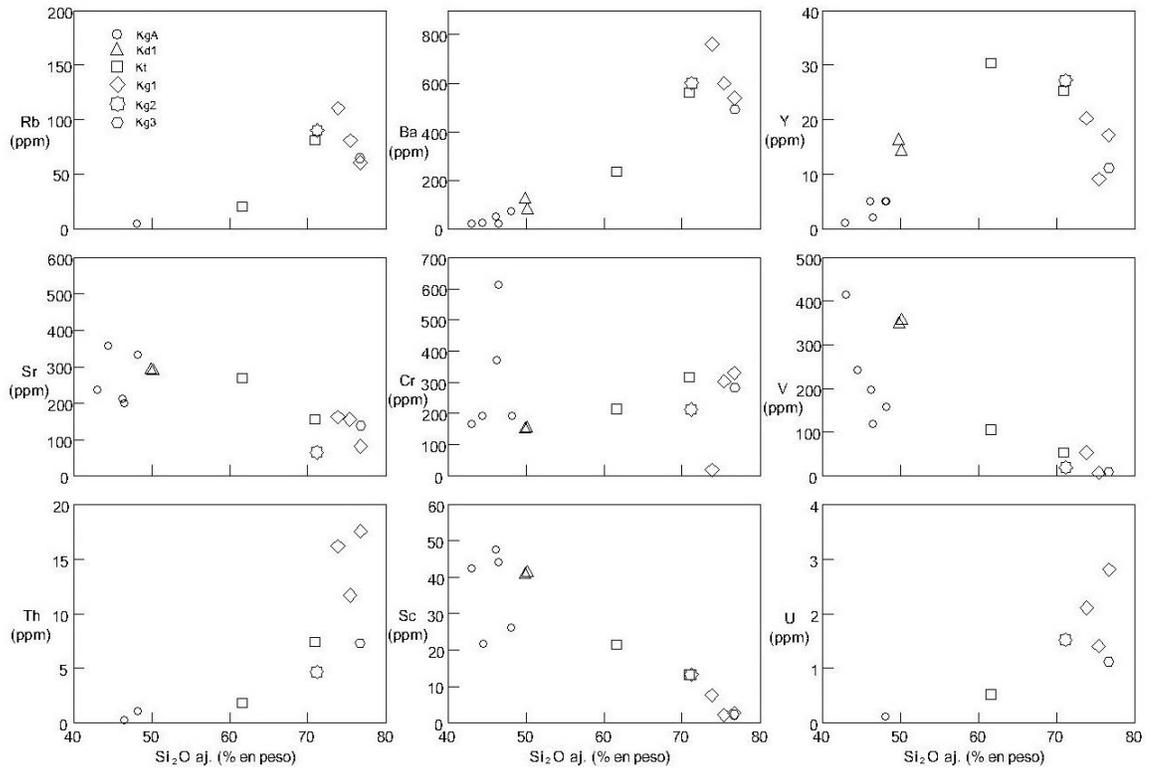


Fig. 3.12. Diagramas Harker de los elementos traza para el análisis de las unidades intrusivas representativas del plutón Nuevo Rosarito. La silice es recalculada al 100% con base anhidrida (prefijo aj.).

Las abundancias de REE normalizadas a condrita de KgA (representados con círculos en la Fig. 3.13a) tienen 2 a 5 veces los niveles condrícticos, exhiben patrones planos (La/YbCN 0.5-1.5), y anomalías positivas en Eu (Eu* 1.48-1.50). La muestra 44XI08 presenta una anomalía negativa en Ce (Fig. 3.13a), lo que sugiere oxidación y una movilidad secundaria del Ce. Como el piroxeno de la muestra 44XI08 presenta alteración moderada a uralita, esta anomalía puede explicarse con el socavamiento químico por actividad hidrotermal (e.g. Hongo et al., 2007).

Las rocas Kd1 (SiO₂ 49.3-50.2 %) tienen un contenido relativamente moderado a bajo en MgO (5.2-5.8 %) respecto a los magmas primarios y alto en alúmina (18.2-18.4%).

Presentan un contenido bajo en olivino normativo (0.2-1.9 %) y alto en hiperstena (21.9-23.1 %). Las abundancias de las REE normalizadas a condrita de las rocas dioríticas (representadas por triángulos en la Fig. 3.13a) tienen 7 a 17 veces los niveles condrícticos.

Los datos disponibles en este estudio indica un fraccionamiento relativamente ligero de las LREE (La/SmCN 1.3-1.7) y sugiere una anomalía positiva en Eu (Fig. 3.13a).

Tabla 3.3. Geoquímica de roca total y datos normativos de CIPW de las muestras representativas del gabro KgA y diorita Kd1 del plutón Nuevo Rosarito.

Roca	gb de 2 px	gb de 2 px	gb de 2 px	gb de 2 px	gb de 2 px	dio de 2 px	dio de 2 px
Unidad intrusiva	KgA	KgA	KgA	KgA	KgA	Kd1	Kd1
Muestra	44-XI-08	13-VII-06	40-XI-08	11-III-06	29-VII-07	18-VII-06	14-III-06
Coordenadas UTM	789936/ (Lat/Lon)	790149/ 3169234	786155/ 3173298	788533/ 3170048	786701/ 3171684	788831/ 3167304	788161/ 3168018
Código analítico	4Litho	4B	4Litho	4B	4B	4B	4B
<i>(a) Elementos mayores (% peso)</i>							
SiO ₂	45.35	45.82	47.50	42.86	44.29	50.17	49.27
TiO ₂	0.20	0.44	0.20	0.65	0.34	0.97	1.16
Al ₂ O ₃	19.81	17.17	23.66	17.82	23.49	18.42	18.18
Fe ₂ O ₃ [†]	6.05	11.20	5.92	14.18	9.46	12.50	12.97
MnO	0.12	0.23	0.15	0.20	0.13	0.22	0.24
MgO	9.45	10.93	5.48	11.62	7.66	5.76	5.24
CaO	16.27	13.11	14.73	12.50	13.91	10.20	9.44
Na ₂ O	0.81	1.10	1.26	0.99	1.20	2.74	2.76
K ₂ O	0.03	0.11	0.21	0.01	0.01	0.01	0.41
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.10	0.18
LOI	0.56	-0.05	1.19	-0.37	-0.22	-0.45	0.30
Total	98.67	100.10	100.30	100.50	100.10	100.60	100.20
<i>(b) normas CIPW(% peso)</i>							
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or	0.18	0.66	1.26	0.03	0.03	0.03	2.45
Ab	7.02	9.38	10.81	7.01	10.20	23.18	23.65
An	51.56	41.93	59.09	44.35	58.96	37.94	36.46
Ne	0.00	0.00	0.00	0.76	0.00	0.00	0.00
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di	24.83	18.96	12.07	14.56	8.00	9.94	8.13
Hy	0.75	8.03	13.52	0.00	0.81	23.10	21.86
Ol	13.95	17.64	1.49	29.56	19.71	0.18	1.90
Mt	1.37	2.50	1.33	2.45	1.64	2.76	2.90
Il	0.39	0.83	0.39	1.25	0.64	1.85	2.22
Ap	0.05	0.07	0.05	0.02	0.02	0.23	0.42
Mg#	78.50	69.52	68.39	64.82	64.55	51.85	48.57
<i>(c) Elementos traza (ppm)</i>							
Ba	17.0	48.0	72.0	17.0	24.0	75.0	121.0
Rb	<2.0	<20.0	4.0	<20.0	<20.0	<20.0	<20.0
Sr	198.0	211.0	331.0	235.0	357.0	288.0	290.0
Zr	8.0	17.0	7.0	4.0	3.0	16.0	40.0
Y	2.0	5.0	5.0	1.0	<1.0	14.0	16.0
Nb	<1.0	-	1.0	-	-	-	-
Th	0.3	<0.5	1.0	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Pb	<5.0	8.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0
Ga	12.0	-	15.0	-	-	-	-
Zn	30.0	113.0	<30.0	70.0	47.0	91.0	91.0
Cu	20.0	57.0	<10.0	116.0	11.0	108.0	57.0
Cr	610.0	369.0	190.0	165.0	191.0	152.0	148.0
Ni	70.0	46.0	<20.0	71.0	41.0	20.0	11.0
V	118.0	198.0	157.0	414.0	241.0	355.0	346.0
Hf	0.3	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	1.0	0.9
Cs	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sc	44.0	47.3	26.0	42.3	21.7	41.0	40.8
Ta	<0.1	<1.0	0.4	<1.0	<1.0	<1.0	<1.0
Co	36.0	64.0	17.0	74.0	48.0	41.0	34.0
U	<0.1	<0.5	0.1	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<i>(d) Elementos de tierras raras (ppm)</i>							
La	0.90	1.50	1.50	0.50	0.60	3.11	5.40
Ce	1.00	4.00	5.80	<3.00	<3.00	7.00	10.00
Pr	0.18	-	0.83	-	-	-	-
Nd	1.10	<5.00	3.60	<5.00	<5.00	<5.00	10.00
Sm	0.40	0.80	1.00	0.40	0.30	1.50	2.00
Eu	0.24	0.50	0.53	0.40	0.30	0.90	1.20
Gd	0.60	-	1.20	-	-	-	-
Tb	0.10	<0.50	0.20	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50
Dy	0.70	-	1.30	-	-	-	-
Ho	0.20	-	0.30	-	-	-	-
Er	0.40	-	0.70	-	-	-	-
Tm	0.06	-	0.11	-	-	-	-
Yb	0.40	1.20	0.70	0.60	0.30	2.20	2.40
Lu	0.06	0.16	0.11	<0.05	<0.05	0.35	0.34

Tabla 3.4. Geoquímica de roca total y datos normativos de CIPW de las muestras representativas de las unidades Kt, Kg1, Kg2 y Kg3.

Roca Unidad intrusiva	ton de hbl-bt Kt	gd de hbl-bt Kt	gd de bt-hbl Kg1	gd de bt-hbl Kg1	gr de bt Kg2	gr de bt Kg3	gr de bt Kg3	brecha Kvc
Muestra	NR16	12-III-06	54-VII-06	19-VII-06	41-XI-08	64-VII-07	53-XI-08	NR24
Coordenadas UTM (Lat/Lon)	787703/ 3167821	788257/ 3169820	786790/ 3170483	788929/ 3167138	788761/ 3171263	788560/ 3168619	788854/ 3168494	789727/ 3170001
Código analítico	4Litho	4B	4B	4B	4Litho	4B	4Litho	4Litho
<i>(a) Elementos mayores (% peso)</i>								
SiO ₂	60.01	70.07	74.53	73.94	69.92	75.89	75.53	69.67
TiO ₂	0.62	0.32	0.12	0.34	0.38	0.08	0.11	0.43
Al ₂ O ₃	16.46	14.29	13.16	13.23	13.45	12.30	12.60	14.49
Fe ₂ O ₃ ^t	7.39	4.03	2.66	2.84	2.26	2.32	1.71	4.13
MnO	0.16	0.07	0.03	0.04	0.06	0.06	0.06	0.06
MgO	2.24	1.00	0.31	0.67	0.45	0.20	0.25	0.48
CaO	5.94	3.13	1.91	2.47	1.35	1.18	1.68	1.18
Na ₂ O	3.106	3.60	3.92	3.14	3.31	3.69	3.102	3.85
K ₂ O	1.00	2.52	2.47	3.62	7.10	3.38	2.72	5.59
P ₂ O ₅	0.17	0.08	0.03	0.08	0.09	0.03	0.04	0.13
LOI	0.45	0.34	0.34	0.44	0.17	0.18	0.40	0.55
Total	98.38	99.45	99.39	100.70	98.56	99.31	99.01	100.4
<i>(b) Norma CIPW (% peso)</i>								
Q	15.63	39.66	37.82	34.85	21.02	38.22	38.37	21.54
Or	6.07	12.45	14.76	21.38	42.72	20.18	16.32	33.01
Ab	34.41	38.58	32.70	26.47	28.52	31.55	33.68	32.56
An	24.83	4.18	9.39	11.35	0.89	5.72	8.20	4.97
Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	0.00	0.10	0.81	0.00	0.00	0.50	0.25	0.29
Di	3.58	0.00	0.00	0.31	4.45	0.00	0.00	0.00
Hy	11.24	2.77	3.01	3.54	0.42	2.56	2.09	4.51
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	2.63	1.44	1.21	1.28	1.04	1.05	0.78	1.99
Il	1.20	0.67	0.24	0.64	0.74	0.15	0.21	0.82
Ap	0.40	0.16	0.07	0.19	0.21	0.07	0.10	0.30
Mg#	44.12	14.75	25.10	40.41	36.38	19.84	29.60	23.81
<i>(c) Elementos traza (ppm)</i>								
Ba	231.0	557.0	596.0	759.0	598.0	536.0	491.0	895.0
Rb	19.0	80.0	80.0	110.0	89.0	60.0	64.0	120.0
Sr	264.0	152.0	155.0	161.0	63.0	80.0	135.0	127.0
Zr	119.0	117.0	108.0	228.0	250.0	69.0	102.0	218.0
Y	30.0	25.0	9.0	20.0	27.0	17.0	11.0	26.0
Nb	2.0	-	-	-	5.0	-	2.0	7.0
Th	1.7	7.3	11.7	11.7	4.6	17.6	7.2	8.4
Pb	<5.0	<5.0	7.0	6.0	<5.0	9.0	<5.0	6.0
Ga	19.0	-	-	-	12.0	-	12.0	17.0
Zn	80.0	44.0	17.0	41.0	<30.0	25.0	<30.0	50.0
Cu	30.0	8.0	23.0	16.0	10.0	23.0	<10.0	<10.0
Cr	210.0	311.0	299.0	18.0	210.0	328.0	280.0	250.0
Ni	<20.0	22.0	89.0	44.0	<20.0	91.0	<20.0	<20.0
V	103.0	50.0	5.0	52.0	18.0	<5.0	7.0	51.0
Hf	3.1	3.8	3.2	7.3	6.0	2.9	2.8	5.4
Cs	0.5	<0.5	<0.5	3.0	<0.5	3.4	1.4	2.5
Sc	21.0	12.9	2.1	7.5	13.0	2.6	2.0	12.0
Ta	0.2	<1.0	<1.0	<1.0	0.5	<1.0	0.3	0.7
Co	13.0	6.0	3.0	7.0	3.0	<1.0	2.0	2.0
U	0.5	<0.5	1.4	2.1	1.5	2.8	1.1	3.1
<i>(d) Elementos de tierras raras (ppm)</i>								
La	8.80	11.70	14.70	10.30	12.50	16.40	12.10	22.40
Ce	19.50	18.00	24.00	19.00	31.00	23.00	22.40	44.70
Pr	2.75	-	-	-	4.16	-	2.50	5.32
Nd	13.10	9.00	6.00	<5.00	18.40	15.00	9.10	21.00
Sm	4.10	2.80	1.90	2.70	4.70	2.10	1.90	4.80
Eu	1.18	0.90	0.80	1.00	1.16	<0.10	0.52	0.83
Gd	4.90	-	-	-	4.70	-	1.80	4.60
Tb	0.90	<0.50	<0.50	<0.50	0.80	<0.50	0.30	0.80
Dy	5.40	-	-	-	4.60	-	1.80	4.70
Ho	1.20	-	-	-	1.00	-	0.40	1.00
Er	3.60	-	-	-	3.20	-	1.30	3.20
Tm	0.56	-	-	-	0.52	-	0.21	0.48
Yb	3.50	3.10	1.90	2.60	3.40	2.80	1.50	3.10
Lu	0.50	0.60	0.30	0.40	0.52	0.38	0.26	0.47

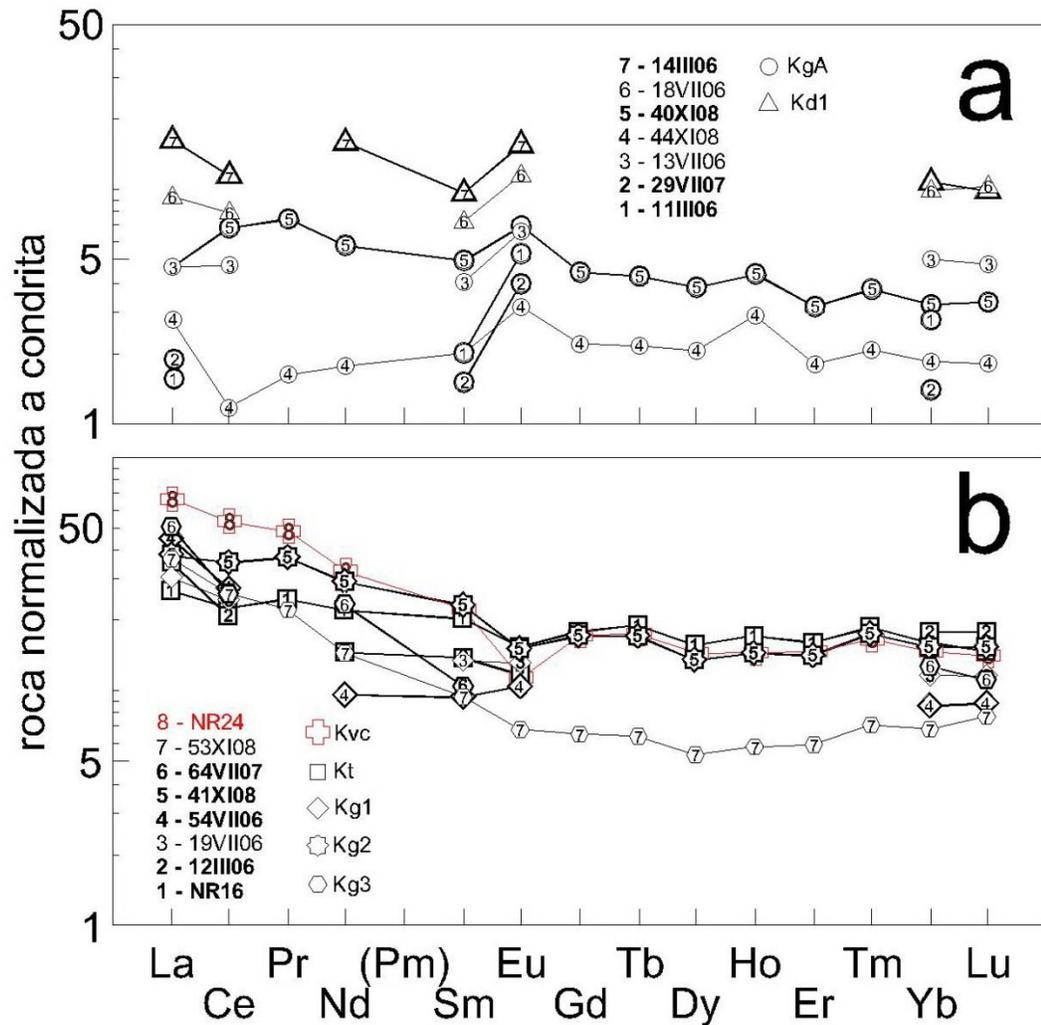


Fig. 3.13. Patrones de REE normalizadas a condrita de (a) el gabro de dos piroxenos (KgA) y la diorita de dos piroxenos (Kd1); y de (b) la tonalita de hornblenda-biotita (Kt), la tonalita-granodiorita-granito de biotita>hornblenda (Kg1), el granito-monzogranito-sienogranito de hornblenda-clinopiroxeno (Kg2) y el granito de biotita-almandino (Kg3). También se incluye los patrones de las rocas meta-volcanoclásticas (Kvc) que encajonan al plutón Rosarito. Los símbolos con márgenes en líneas gruesas y delgadas representan a las muestras que fueron colectadas en el plutón Rosarito y El Sacrificio, respectivamente. Las muestras analizadas son enlistadas dentro de los diagramas. La composición general de las muestras con elementos de REE incompletos fue determinada con la técnica de activación instrumental de neutrones (código analítico 4B; Tablas 3.2 y 3.3). Los valores de referencia fueron obtenidos de Nakamura (1974) y Haskin *et al.* (1968).

En la Fig. 3.14 se presenta el diagrama multielementos normalizado a manto primordial de las muestras de Nuevo Rosarito analizadas bajo el código 4Litho (ver subcapítulo 2.5). Según se observa, KgA patrones en zig-zag (bastante comunes en magmas de arco; ver Wilson, 1989) con una marcada anomalía positiva en Sr y empobrecimiento en K y en

elementos de alto potencial iónico HFSE (Zr, Ti e Y). Esto último es de esperarse, ya que son rocas subcalcinas y normativas en olivino e hyperstena.

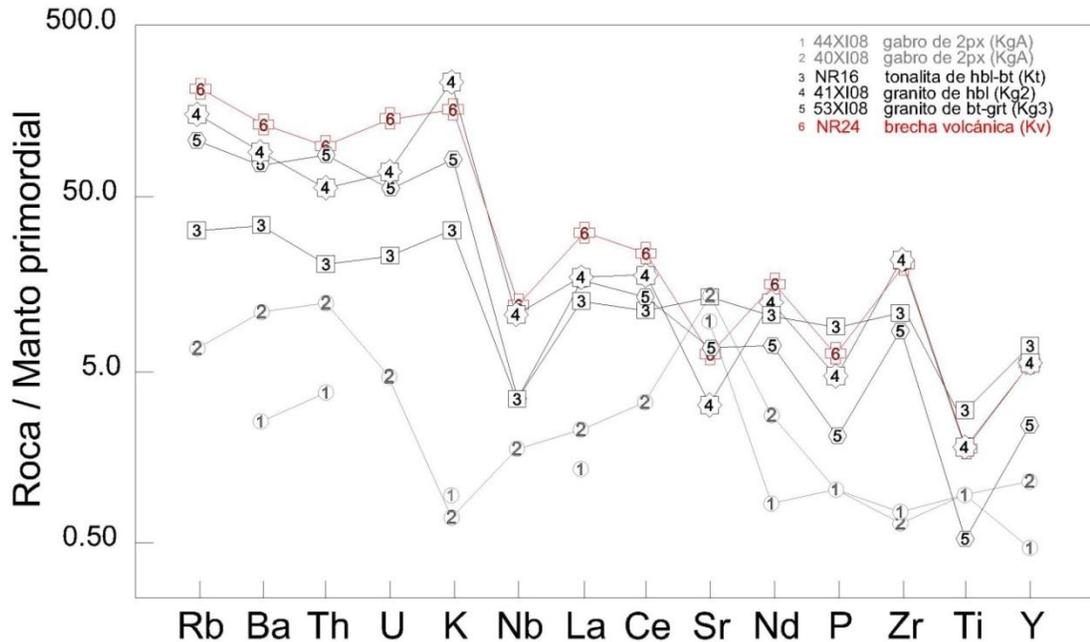


Fig. 3.14. Diagrama multielementos de las unidades intrusivas (1-5) y de la roca encajonante (6) de Nuevo Rosarito. Este diagrama contiene las muestras analizadas bajo el código 4Litho. Los valores de referencia fueron obtenidos de Palme y O'Neill (2003).

El contenido en Ti_2O y Sr de KgA (0.20 – 0.65% y 198 – 357 ppm, respectivamente) y de Kd1 (0.97 – 1.16% y 288 – 290 ppm, respectivamente) cumplen los rangos de Vermeesch (2006) de $Ti_2O < 1.285\%$ y $Sr \geq 156$ ppm característicos de rocas basálticas de arco de islas.

3.4.2. Rocas félsicas

Según el diagrama de Fe^* ($Fe^* = FeO^t / (FeO^t + MgO)$) de la clasificación de las rocas granitoides de Frost *et al.* (2001), la unidad Kt y la muestra 19VII06 representativa de Kg1 se encuentran dentro del campo magnesiano, mientras que el resto de los cuerpos félsicos grafican en el campo de los granitoides ferroanos. Todas las unidades félsicas son incluidas en el campo de los granitos Cordilleranos (Fig. 3.15a).

De acuerdo con el índice calco-alcalino modificado ($MALI = Na_2O + K_2O - CaO$; Frost *et al.*, 2001) que se muestra en la Fig. 3.15b, las rocas representativas de Kt y Kg1 tienen afinidad cálcica y grafican dentro del campo del batolito del sur de California, excepto por

la muestra 41XI08 de Kg2. En relación con el índice de saturación de la alúmina (ASI=Al/[Ca + Na + K] tasa molar; Shand, 1943), las rocas representativas de Kt y la muestra 19VII06 de Kg1 son considerados como metaluminosos.

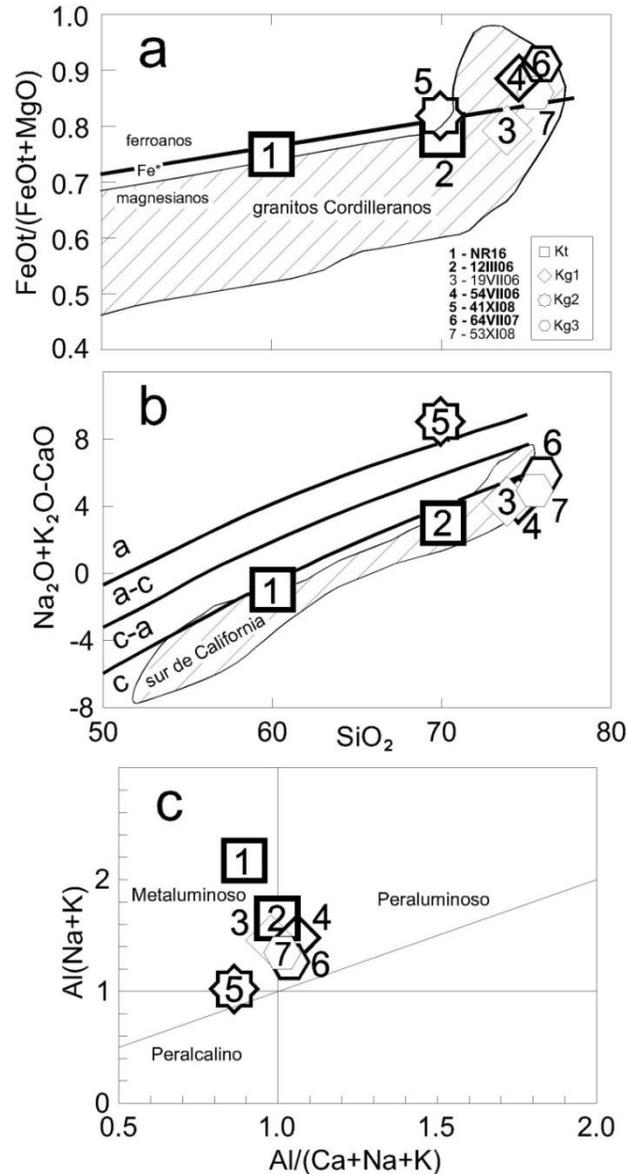


Fig. 3.15. Diagramas para la clasificación geoquímica de las rocas granitoides de Nuevo Rosarito de acuerdo con Frost *et al.* (2001). Los símbolos con márgenes con líneas gruesas y delgadas representan a las muestras provenientes de los cuerpos norte y sur, respectivamente. (a) Diagrama $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ vs. SiO_2 (% peso) que incluye la frontera entre los plutones ferroanos y magnesianos (línea continua) y el rango composicional de los batolitos Cordilleranos del Mesozoico (área achurada). (b) Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs. SiO_2 (% peso) que incluye el rango composicional de los batolitos Cordilleranos del Mesozoico (área achurada). Abreviaciones: c=cálcico; c-a=calco-alcalino; a-c=alcalino-cálcico; a=alcalino. (c) Diagrama de saturación de alúmina.

Las otras tres muestras se sitúan dentro del campo de las rocas peraluminosas (Fig. 3.15c). Como se muestra en la Tabla 3.4, en comparación con las rocas máficas, las rocas félsicas (unidades Kt, Kg1, Kg2 y Kg3) cubren un amplio rango en contenido de sílice (60.0-75.9%) con una presencia moderada en alúmina (12.3-16.5%). Las muestras representativas de Kt (NR16 y 12III06; Fig. 3.13b) tiene 27 veces los niveles condriticos (excepto por el La de 12III06). Los patrones de REE de la muestra NR16, proveniente del intrusivo La Cañada, presenta un pequeño fraccionamiento en las LREE (La/Sm_{CN} 1.3), una anomalía negativa moderada de Eu (Eu* 0.81), y un patrón plano en las HREE (Fig. 3.13b). La muestra 12III06 obtenida de un dique de Kt exhibe patrones de REE normalizados a condrita similares y un fraccionamiento de las LREE aparentemente mayor (La/Sm_{CN} 2.6). Los datos disponibles también sugieren una anomalía negativa moderada de Eu. Las abundancias de las REE normalizadas a condrita de las muestras representativas de Kg1 tienen 30 a 45 veces los niveles condriticos, con un fraccionamiento moderado en las LREE (La/Sm_{CN} 2.4-4.8) y sin una anomalía significativa de Eu.

Por su parte, la muestra representativa de Kg2 muestra un contenido elevado en álcalis (K₂O+Na₂O 10.4 wt%). Las abundancias de las REE normalizadas a condrita de esta muestra es 30 veces mayor a los niveles condriticos, con un ligero fraccionamiento de las LREE (La/Sm_{CN} 1.6), una moderada anomalía negativa de Eu (Eu* 0.59), y un patrón relativamente plano en las HREE (Fig. 3.13b).

Finalmente, las muestras representativas de la unidad Kg3 (64VII07 y 53XI08) tienen el mayor contenido en sílice (75.5 – 75.9%) y el menor contenido en MgO (0.2-0.3 wt%) respecto al resto de las unidades félsicas. Las abundancias de REE normalizadas a condrita de estas muestras tienen 10-45 veces los niveles condriticos, con un fraccionamiento evidente en las LREE para la muestra 53XI08 (La/Sm_{CN} 3.10-4.8). No presentan anomalía en Eu y exhiben un patrón cóncavo en las HREE, que sugiere fraccionamiento de hornblenda.

En la Fig. 3.14 en parte se puede ver que las rocas félsicas presentan un mayor enriquecimiento en elementos traza con respecto a las litologías máficas. Los patrones multi-elementos de las rocas félsicas también son muy sesgados, con un claro

enriquecimiento de los elementos más compatibles de las unidades félsicas respecto a los menos compatibles. Todas las unidades félsicas se caracterizan por presentar anomalías positivas en K (y Zr), y empobrecimiento en Nb (además de P y Ti). Además, los valores de Y son mayores respecto a Ti. Al comparar las unidades félsicas entre si, se observa que la muestra representativa de Kg3, a diferencia del resto, exhibe una ligera anomalía positiva en Th y negativa en U y que la muestra representativa de Kg2 presenta una fuerte anomalía negativa en Sr. Para la discriminación tectónica de las unidades félsicas fue utilizado el diagrama de discriminación de Pearce *et al.* (1984), que indica que estas rocas provienen de un arco volcánico (Fig. 3.16).

3.4.3. Roca encajonante

Una brecha volcánica de textura protomilonítica (unidad Kvc) correspondiente a la muestra NR24 fue analizada bajo el código 4Litho. En comparación con las unidades intrusivas félsicas de Nuevo Rosarito, presentan un contenido de SiO₂ relativamente bajo (69.7%), aunque muestra una alta concentración en álcalis (%Na₂O + %K₂O = 9.4). Además, la brecha volcánica se distingue por una mayor concentración en elementos incompatibles (especialmente de tipo litófilo) en relación a las unidades Kt y Kg1-Kg3 (ver Tabla 3.4).

Sus patrones de REE exhiben un fraccionamiento relativamente alto en sus LREE (La/Sm_{CN} 2.9), una marcada anomalía negativa de Eu (Eu* 0.53) y una meseta en las HREE (Fig. 3.13b). De acuerdo con la Fig. 3.15, la muestra NR24 presenta concentraciones y patrones muy similares a la unidad Kg2, sobre todo en los elementos menos compatibles, con una ligera anomalía negativa en Th, y más marcada en Sr, con valores de La mayores al Nb y de U mayores al Th.

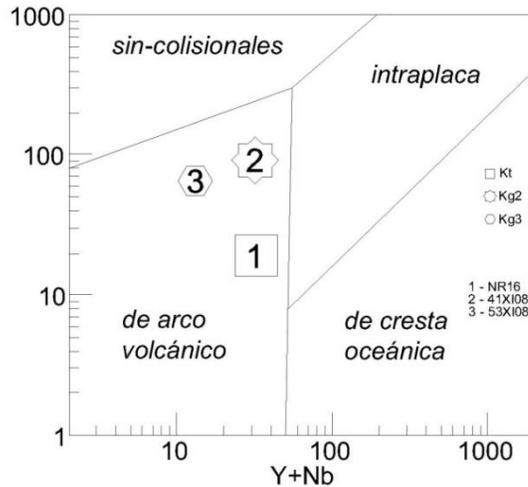


Fig. 3.16. Diagrama de discriminación tectónica Nb vs Y+Nb para rocas graníticas de Pearce *et al.* (1984) aplicado a las unidades félsicas de Nuevo Rosarito.

3.5. Geocronología de U-Pb en zircón

Fueron analizados los zircones de una brecha volcánica (muestra NR24) y una tonalita de hornblenda-biotita representativa del intrusivo La Cañada (muestra NR16). Ambas muestras provienen del cuerpo norte. La localización de las muestras fechadas se muestra en la Fig. 3.1.

Las mediciones de estos zircones (Tabla 3.5) fueron realizados en el centro y en los márgenes cristalinos para conocer la presencia de fracciones heredadas. Los zircones de estas dos muestras tienen una tasa U/Th <3, indicativo de un origen magmático (Rubatto, 2002). Los zircones pertenecientes a la unidad Kt son predominantemente prismáticos (tasa largo/ancho l/a de 2-4). El tamaño de los granos individuales varía de 450 to 100 μm . De la muestra NR16 se midieron treinta y dos zircones individuales con una edad de cristalización $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 108.4 ± 2.2 Ma (2σ , incluyendo el error sistemático; Fig. 3.17a).

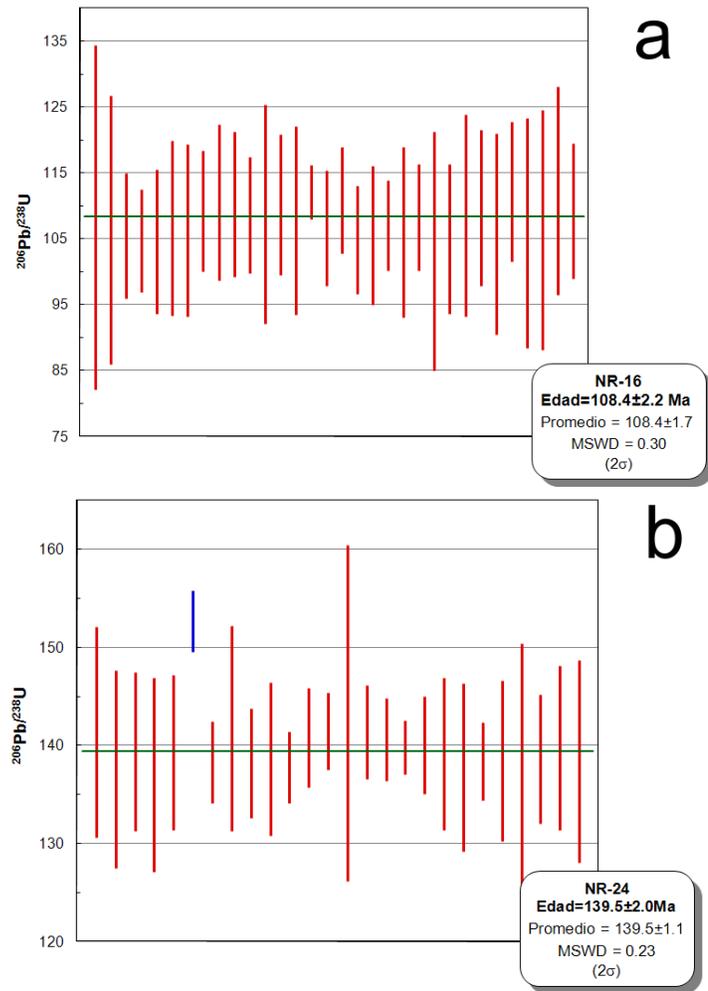


Fig. 3.17. Edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de zircon en: (a) la muestra NR-16 proveniente del intrusivo La Cañada; (b) la muestra NR-24 proveniente de una brecha volcánica que encajona al plutón Rosarito. La barra azul representa un zircón con una edad discordante respecto al resto, interpretado como heredado.

Los zirrones pertenecientes a la muestra NR24 son también prismáticos, pero más aciculares (l/a de 6-12), y su granularidad varía de 120 a 550 μm . En esta muestra se midieron treinta y dos zirrones individuales con una edad de cristalización $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 139.5 ± 2.0 Ma (2σ , incluyendo el error sistemático; Fig. 3.17b).

En esta muestra se identificó un zircón con un posible núcleo heredado con una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 152.7 ± 1.5 Ma (1σ de incertidumbre analítica). Los zirrones de estas dos muestras son incoloros y tienen formas dominantes $\{110\}$ y $\{101\}$.

Tabla 3.5. Análisis geocronológico U-Pb en zircon de las muestras provenientes de Nuevo Rosarito, realizado por un espectrómetro de masas ICP multicolector con ablación láser.

Muestra	Razones isotópicas							Edades aparentes (Ma)						Mejor edad		
	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	207Pb* 235U	± (%)	206Pb* 238U	± (%)	error corr.	206Pb* 238U	± (Ma)	207Pb* 235U	± (Ma)	206Pb* 207Pb*	± (Ma)	(Ma)	± (Ma)
NR-16																
01T	60	190	2.8	0.13320	21.8	0.01693	12.2	0.56	108.2	13.1	127.0	26.0	493.9	401.1	108.2	13.1
02T	78	227	2.5	0.15532	13.3	0.01663	9.7	0.73	106.3	10.2	146.6	18.1	861.1	188.4	106.3	10.2
03T	177	439	2.3	0.11973	7.6	0.01650	4.6	0.60	105.5	4.8	114.8	8.2	312.9	137.4	105.5	4.8
04T	57	243	3.0	0.16793	14.0	0.01637	3.9	0.27	104.7	3.10	157.6	20.4	1052.3	272.2	104.7	3.10
05T	98	264	3.5	0.12375	15.5	0.01636	5.3	0.34	104.6	5.5	118.5	17.4	407.1	328.4	104.6	5.5
06T	76	237	2.5	0.12458	18.8	0.01667	6.3	0.34	106.6	6.7	119.2	21.1	379.2	400.6	106.6	6.7
07T	74	266	2.3	0.14827	18.9	0.01663	6.2	0.33	106.3	6.5	140.4	24.8	763.4	379.6	106.3	6.5
08T	92	268	2.1	0.12843	15.1	0.01709	4.2	0.28	109.2	4.6	122.7	17.4	392.4	325.8	109.2	4.6
09T	76	224	4.6	0.12798	19.0	0.01729	5.4	0.28	110.5	5.9	122.3	21.9	358.0	415.1	110.5	5.9
10T	97	295	2.5	0.12135	17.4	0.01725	5.0	0.29	110.3	5.5	116.3	19.1	241.2	386.8	110.3	5.5
11T	159	456	4.2	0.11738	13.8	0.01699	4.1	0.30	108.6	4.4	112.7	14.6	200.4	303.8	108.6	4.4
12T	113	387	1.9	0.15511	16.9	0.01701	7.7	0.46	108.7	8.3	146.4	23.0	810.7	315.9	108.7	8.3
13T	575	1821	1.4	0.14945	12.2	0.01724	4.9	0.40	110.2	5.3	141.4	16.1	704.4	238.5	110.2	5.3
14T	98	312	2.8	0.12948	13.0	0.01685	6.7	0.52	107.7	7.1	123.6	15.1	441.5	247.8	107.7	7.1
15T	348	989	1.5	0.14455	8.8	0.01755	1.8	0.21	112.1	2.0	137.1	11.3	594.4	186.2	112.1	2.0
16C	227	637	2.4	0.13058	13.4	0.01667	4.1	0.31	106.6	4.4	124.6	15.8	484.3	283.4	106.6	4.4
17C	135	441	2.3	0.12354	10.2	0.01735	3.8	0.36	110.9	4.0	118.3	11.3	269.8	217.6	110.9	4.0
18C	132	357	2.3	0.12068	10.9	0.01639	3.10	0.36	104.8	4.1	115.7	12.0	345.5	231.4	104.8	4.1
19C	202	516	2.2	0.11635	10.1	0.01651	5.0	0.49	105.5	5.3	111.8	10.7	246.4	203.2	105.5	5.3
20C	91	274	2.6	0.12614	16.0	0.01675	3.2	0.20	107.1	3.4	120.6	18.2	397.2	354.2	107.1	3.4
21C	53	252	3.8	0.15921	15.2	0.01659	6.1	0.40	106.0	6.5	150.0	21.2	917.2	287.5	106.0	6.5
22	181	534	3.2	0.11649	15.5	0.01694	3.9	0.24	108.3	4.0	111.9	16.4	188.9	352.1	108.3	4.0
23	99	281	2.5	0.11278	19.8	0.01613	8.9	0.45	103.1	9.1	108.5	20.3	227.9	410.6	103.1	9.1
24	119	374	2.8	0.11460	14.5	0.01641	5.5	0.38	104.9	5.7	110.2	15.1	224.7	311.2	104.9	5.7
25	223	710	2.4	0.11272	13.1	0.01698	7.1	0.54	108.5	7.6	108.4	13.5	106.4	260.6	108.5	7.6
26	93	298	2.3	0.11541	23.2	0.01716	5.4	0.23	109.7	5.9	110.9	24.4	136.7	535.1	109.7	5.9
27	83	239	2.2	0.11780	19.9	0.01653	7.3	0.36	105.7	7.6	113.1	21.3	271.4	428.9	105.7	7.6
28	135	413	2.1	0.12756	9.5	0.01755	4.8	0.50	112.2	5.3	121.9	11.0	316.5	187.7	112.2	5.3
29	90	297	3.4	0.12058	18.1	0.01656	8.3	0.46	105.9	8.7	115.6	19.8	320.9	367.8	105.9	8.7
30	87	294	2.6	0.13771	19.4	0.01663	8.6	0.44	106.3	9.1	131.0	23.9	605.3	377.9	106.3	9.1
31	98	322	3.6	0.12438	16.8	0.01757	7.1	0.42	112.3	7.9	119.0	18.9	256.4	352.3	112.3	7.9
32	109	388	2.8	0.12242	13.4	0.01709	4.7	0.35	109.2	5.1	117.3	14.9	283.3	288.7	109.2	5.1
33	67	277	2.9	0.12930	12.4	0.01692	3.9	0.30	108.2	4.0	123.5	14.4	429.3	263.6	108.2	4.0
34	180	482	2.4	0.11565	10.1	0.01663	2.9	0.29	106.3	3.0	111.1	10.6	215.0	223.4	106.3	3.0
35	161	487	3.9	0.10873	17.2	0.01696	5.6	0.32	108.4	6.0	104.8	17.2	23.5	394.0	108.4	6.0
36	94	266	2.6	0.12664	14.9	0.01664	5.6	0.38	106.4	5.9	121.1	17.0	420.7	309.8	106.4	5.9
37C	531	1601	2.8	0.13829	7.2	0.01823	3.10	0.54	116.4	4.5	131.5	8.9	413.5	135.1	116.4	4.5
38C	96	302	2.2	0.11150	18.3	0.01615	6.2	0.34	103.3	6.4	107.3	18.7	198.0	403.5	103.3	6.4

Los errores de las razones isotópicas son de 2σ .

Tabla 3.5 (cont.)

Muestra	U (ppm)	Razones isotópicas							Edades aparentes (Ma)						Mejor edad	
		206Pb 204Pb	U/Th	207Pb* 235U	± (%)	206Pb* 238U	± (%)	error corr.	206Pb* 238U	± (Ma)	207Pb* 235U	± (Ma)	206Pb* 207Pb*	± (Ma)	(Ma)	± (Ma)
NR-24																
01	993	2426	2.1	0.15576	6.3	0.02217	3.10	0.61	141.3	5.4	147.0	8.6	238.8	115.5	141.3	5.4
02	492	892	1.9	0.14874	7.4	0.02157	3.8	0.50	137.6	5.1	140.8	9.7	195.1	148.5	137.6	5.1
03	485	1121	1.8	0.15519	4.0	0.02185	2.9	0.74	139.3	4.0	146.5	5.4	263.8	61.2	139.3	4.0
04	608	1877	1.3	0.14402	5.9	0.02148	3.6	0.61	137.0	4.9	136.6	7.6	129.6	110.2	137.0	4.9
05	749	1456	1.8	0.14723	5.4	0.02185	2.9	0.53	139.3	4.0	139.5	7.1	141.8	108.3	139.3	4.0
06	2042	5712	1.7	0.16201	2.3	0.02397	1.0	0.45	152.7	1.5	152.5	3.3	148.8	48.2	152.7	1.5
06A	2158	2476	1.7	0.14497	4.8	0.02169	1.5	0.32	138.3	2.1	137.5	6.2	122.7	107.3	138.3	2.1
07	318	1076	1.8	0.15231	5.8	0.02223	3.8	0.65	141.7	5.2	143.10	7.8	180.3	102.9	141.7	5.2
08	1158	2935	3.2	0.14457	4.3	0.02166	2.0	0.47	138.1	2.8	137.1	5.5	119.0	89.8	138.1	2.8
09	692	2212	1.4	0.14752	3.10	0.02174	2.8	0.73	138.6	3.10	139.7	5.1	158.2	63.0	138.6	3.10
10	540	1650	2.0	0.14768	4.7	0.02160	1.3	0.29	137.7	1.8	139.9	6.2	176.1	105.4	137.7	1.8
11	555	1627	1.6	0.14973	5.2	0.02208	1.8	0.35	140.8	2.5	141.7	6.8	156.4	113.0	140.8	2.5
12	1815	5305	1.9	0.14788	3.1	0.02218	1.4	0.45	141.4	2.0	140.0	4.1	116.3	66.0	141.4	2.0
13	347	1200	1.9	0.15118	8.9	0.02248	6.1	0.68	143.3	8.6	143.0	11.9	136.7	153.2	143.3	8.6
14	644	2084	1.3	0.14856	6.2	0.02217	1.7	0.28	141.4	2.4	140.6	8.2	128.1	141.3	141.4	2.4
15	1052	2762	2.2	0.14606	4.8	0.02205	1.5	0.31	140.6	2.1	138.4	6.2	101.1	108.0	140.6	2.1
16	1167	4472	3.9	0.14647	3.8	0.02192	1.0	0.27	139.8	1.4	138.8	4.8	121.5	83.8	139.8	1.4
17	477	1516	2.1	0.14966	4.5	0.02196	1.8	0.40	140.0	2.5	141.6	5.9	168.3	95.5	140.0	2.5
18	677	2232	1.6	0.14008	8.1	0.02182	2.8	0.35	139.1	3.10	133.1	10.1	26.9	181.5	139.1	3.10
19	1004	3127	1.8	0.14286	4.7	0.02160	3.1	0.67	137.8	4.3	135.6	6.0	97.1	83.1	137.8	4.3
20	565	1852	1.4	0.14617	4.0	0.02170	1.5	0.36	138.4	2.0	138.5	5.2	141.2	87.6	138.4	2.0
21	422	1770	1.8	0.16237	4.4	0.02171	3.0	0.67	138.4	4.1	152.8	6.3	381.5	73.9	138.4	4.1
22	393	1267	2.4	0.15151	5.5	0.02156	4.7	0.87	137.5	6.5	143.2	7.3	239.4	63.2	137.5	6.5
23	511	2001	3.0	0.14520	4.5	0.02173	2.4	0.53	138.6	3.3	137.7	5.8	121.4	90.1	138.6	3.3
24	433	1511	2.4	0.15071	5.1	0.02192	3.0	0.60	139.8	4.2	142.5	6.7	189.2	94.1	139.8	4.2
25	365	1042	2.5	0.15160	5.7	0.02170	3.9	0.66	138.4	5.2	143.3	7.6	225.5	97.9	138.4	5.2

Los errores de las razones isotópicas son de 2σ .

CAPÍTULO 4. COMPLEJO VOLCÁNICO-PLUTÓNICO LA UNIÓN

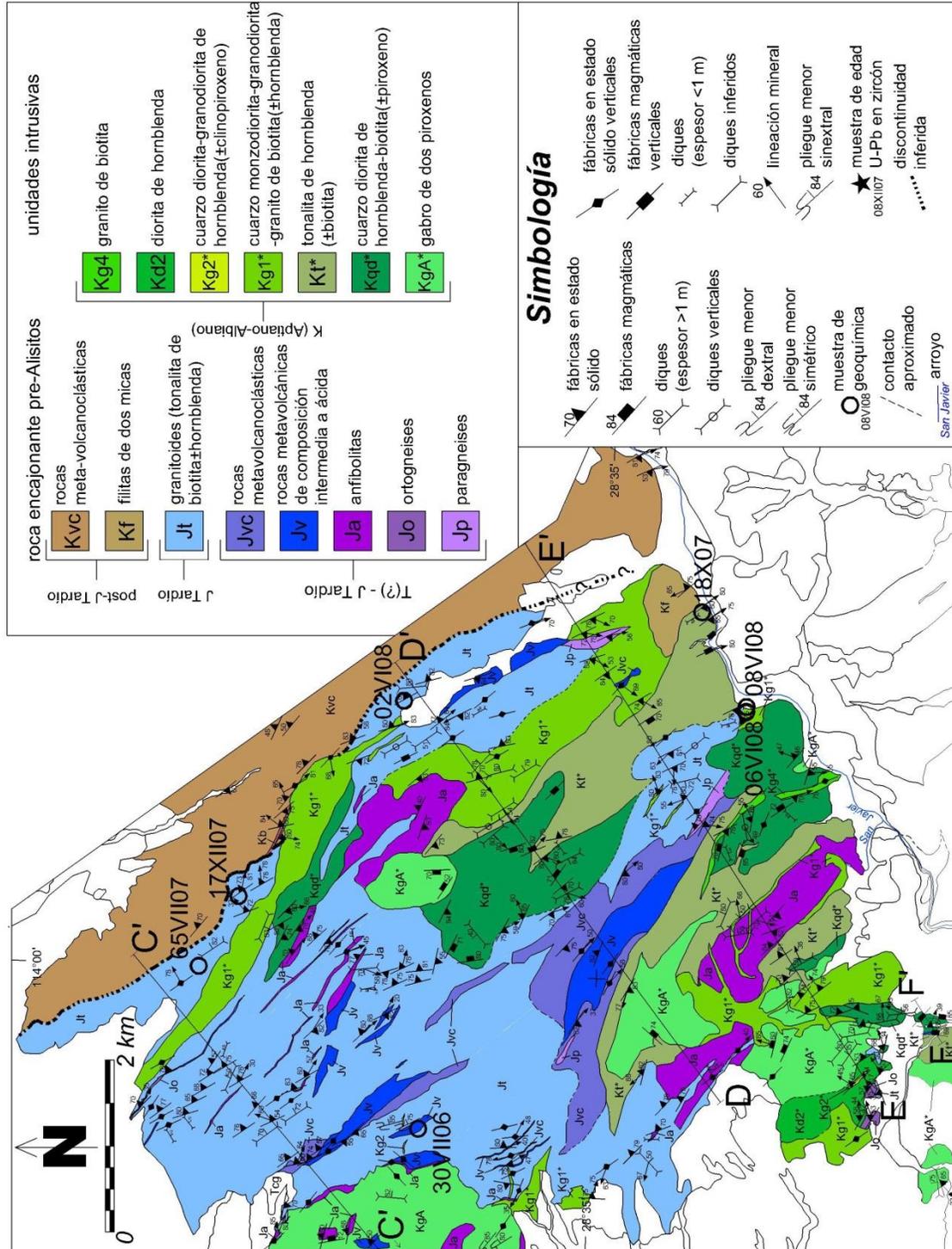


Fig. 4.1. Mapa geológico del complejo volcánico-plutónico La Unión.

El Complejo La Unión (también referido como La Unión) está formado por rocas volcánicas y plutónicas. Cubre un área de 53 km² que geográficamente está limitado al noroeste por la serie intrusiva Nuevo Rosarito, al norte y oeste está cubierto por rocas sedimentarias del Mioceno (Fig. 4.1) y, al sur, por el plutón El Salinito.

En comparación con el resto de la zona de estudio este complejo presenta la mayor exposición de rocas pre-Alisitos, las cuales se extienden en aproximadamente dos tercios (~34.5 km²) del área total del complejo La Unión. En la tercera parte restante (~18.5 km²) afloran los intrusivos cretácicos.

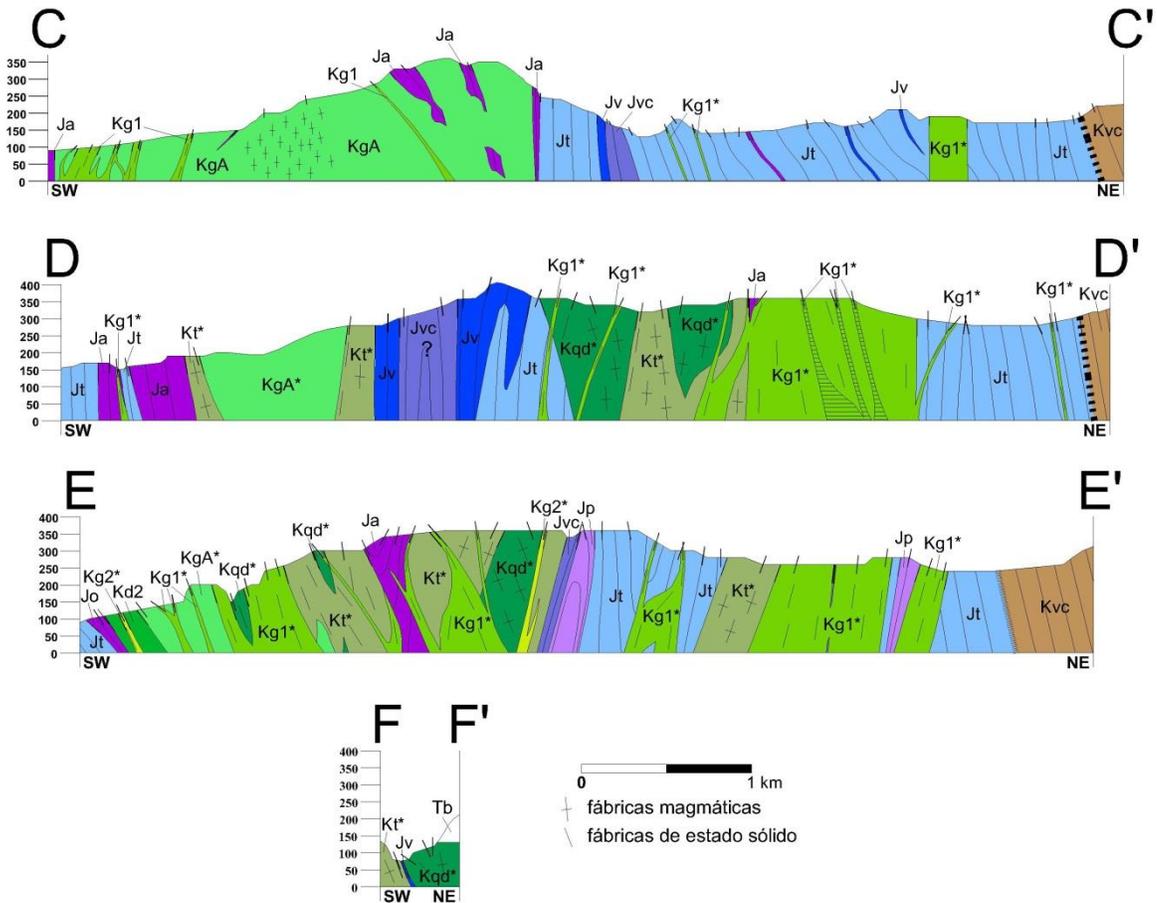


Fig. 4.2. Perfiles estructurales del complejo La Unión. El Sacrificio es incluido en el perfil CC' (Fig. 3.2) para ubicar su posición respecto a La Unión. Los perfiles DD' y EE' se localizan en la parte central, sur y suroeste del complejo La Unión, respectivamente. El perfil FF' se localiza en el extremo suroeste de La Unión. La ubicación de los perfiles y la litología de las unidades intrusivas que conforman a los plutones se indican en la Fig. 4.1. El eje vertical está en metros sobre el nivel del mar. La escala vertical es 2:1.

4.1. Roca encajonante pre-Alisitos

Como se muestra en el mapa geológico de la Fig. 4.1, la mayoría de las rocas pre-Alisitos afloran tanto en la mitad norte como en el margen occidental y oriental del complejo. La litología de las rocas pre-Alisitos está dominada por granitoides del Jurásico Superior (Jt) que se extienden $\sim 19.1 \text{ km}^2$ y que contienen abundantes pantallas de depósitos predominantemente metavolcánicas y metavolcanoclásticos (Figs. 4.1 y 4.2).

4.1.1. Pantallas de rocas metavolcánicas (Jv y Ja) y metavolcanoclásticas (Jvc) del Triásico(?)-Jurásico Superior.

Las pantallas que se encuentran embebidas dentro de los granitoides (Fig. 4.3) tienen una dirección NW-SE (Fig. 4.1), se extienden hasta 4000 m y se presentan como lentes hasta de 900 m de espesor. Son principalmente rocas metavolcánicas de composición intermedia a ácida (Jv), anfibolitas (Ja) y rocas metavolcanoclasticas (Jvc). En este conjunto litológico se incluyen cuerpos menores de paragneises (Jp; Fig. 4.4a) y ortogneises (Jo; Fig. 4.4b).

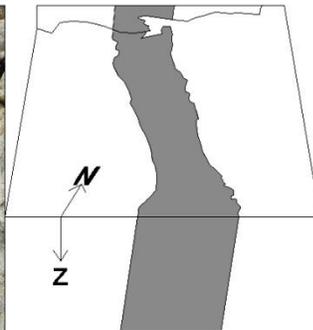


Fig. 4.3. Afloramiento de una pantalla subvertical de entre uno y dos metros de espesor de un metadiorite andesítico embebido dentro de una tonalita correspondiente a los granitoides del Jurásico Superior. A la derecha se representa la geometría a profundidad de esta pantalla de acuerdo a la inclinación de sus paredes.

Las rocas metavolcánicas de composición intermedia a ácida (Jv; Fig. 4.1; Figs. 4.4c y d) están dominadas por derrames porfiríticos de textura esquistosa hasta gnéisica con un contenido moderado de fenocristales eu-subhedrales (o porfiroclastos si la roca presenta deformación dúctil) de plagioclasa, cuarzo y de feldespato potásico en menor cantidad, los cuales están embebidos en una matriz de grano muy fino. Además de los derrames, también afloran metatobas en el noroeste y norte del complejo.

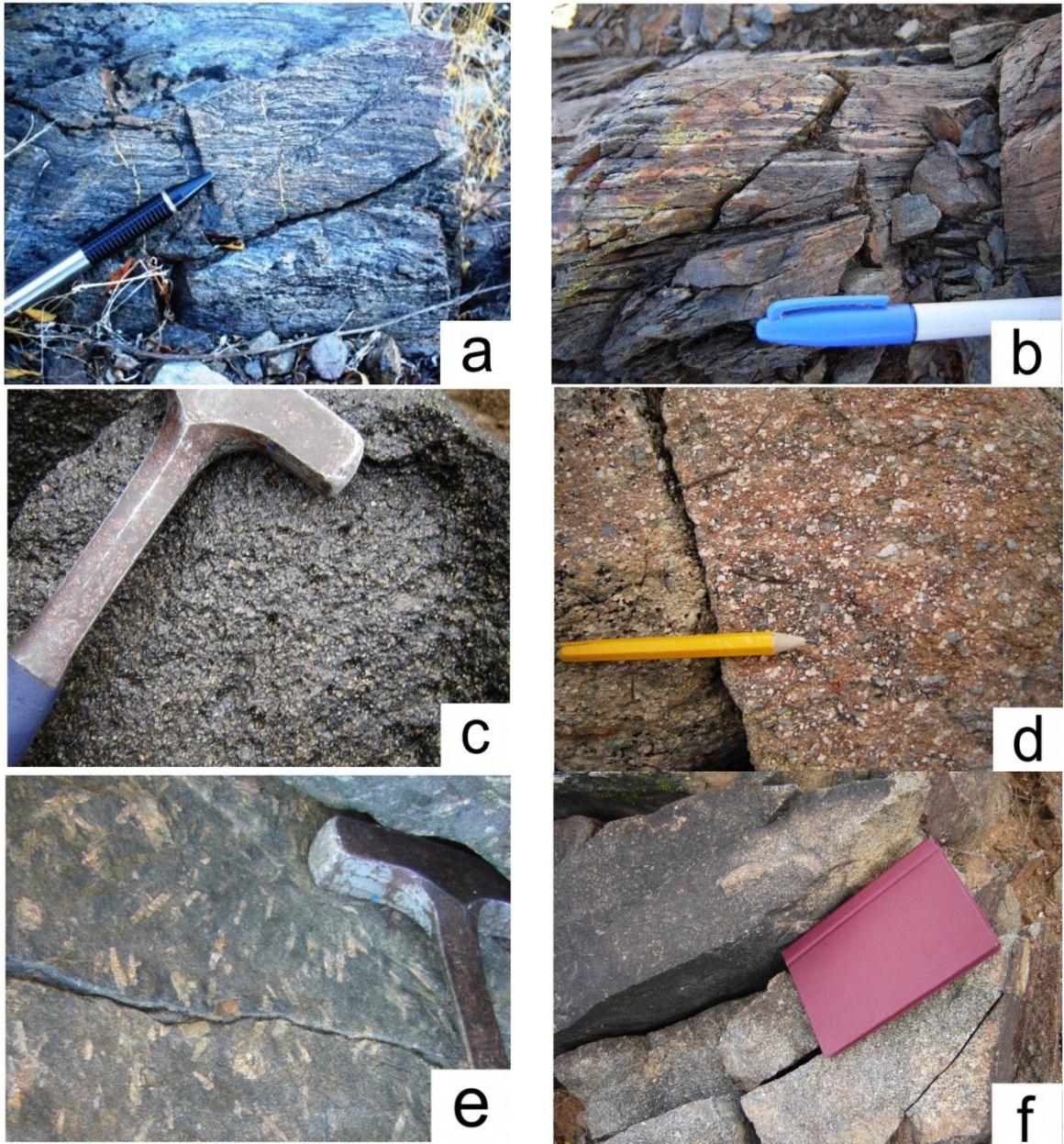


Fig. 4.4. Algunos afloramientos de rocas pre-Alisitos en el complejo La Unión. (a) Paragneis rico en mica clara, con bandeamiento composicional y micropliegues asimétricos. (b) Ortogneis con porfirocristales sigmoides a boudinados de hornblenda. (c) Metaderrame de andesita porfirítica, con fenocristales eu-subhedrales de grano medio a fino de plagioclasa en matriz melanocrática afanítica rica en clorita. (d) Depósito de metadacita porfirítica, con fenocristales subhedrales de grano medio a grueso de feldespato y cuarzo en matriz leucocrática afanítica. (e) Anfibolita de textura porfiroblástica con claras plagioclasas cálcicas de grano grueso. (f) Anfibolita de textura granoblástica de grano medio a fino.

Las rocas metavolcanoclásticas pre-Jurásico Superior (Jvc) consisten en arcosas, grauvacas y grauvacas líticas (oligomícticas o polimícticas) de textura esquistosa a milonítica, en las

que se distinguen fragmentos de cristales de feldespato y cuarzo y fragmentos líticos de 0.3 a 50 cm de rocas volcánicas, metasamitas, anfibolitas y de granitoides.

Las anfibolitas (Ja) tienen una textura porfiroblástica de grano grueso (Fig. 4.4e) o granoblásticas de grano medio a fino (Fig. 4.4f). Independientemente de su textura, su asociación mineral es de plagioclasa cálcica + plagioclasa sódica + clinopiroxeno + hornblenda ± biotita ± titanita. Estas rocas tienen una intensa deformación dúctil al oriente del complejo.

4.1.2. Granitoides del Jurásico Superior (Jt)

A partir de su mineralogía, los granitoides (Jt; Fig. 4.1) se clasifican como tonalita a granodiorita de biotita, con un contenido subordinado a nulo de hornblenda. Su granularidad varía de media a gruesa y su textura varía de protomilonítica a milonítica. La textura de muchos de los afloramientos de los granitoides (Jt) es homogénea, en los que no se distinguen contactos abruptos de dominios con distinta granularidad o moda.

En la mitad norte del complejo se observan enclaves máficos que no superan los 40 cm, elongados en dirección de la foliación. En la parte central del complejo afloran diques aplíticos sin una clara orientación preferencial y que no superan los 10 cm de espesor.

Los afloramientos de granitoides localizados al norte y occidente del complejo suelen presentar una cloritización incipiente a intensa en la biotita, enclaves máficos intensamente epidotizados (Fig. 4.5) y planos rellenos de epidota, que en conjunto indican un evento hidrotermal posterior.

4.1.3. Rocas metavolcanoclásticas (Kvc) posteriores a los granitoides del Jurásico Superior.

Las rocas metavolcanoclásticas localizadas en el margen oriental del complejo La Unión son litológicamente dominadas por grauvacas feldespáticas de textura esquistosa a protomilonítica, que incluye cristales de cuarzo volcánico, cuarzo metamórfico, de plagioclasa, albita, biotita, opacos y, en menor proporción, de feldespato potásico, hornblenda y mica clara. Puede incluir fragmentos líticos de esquistos máficos y

granitoides. Estas grauvacas están interestratificadas con metatobas, metadacitas o derrames de metabasitas.

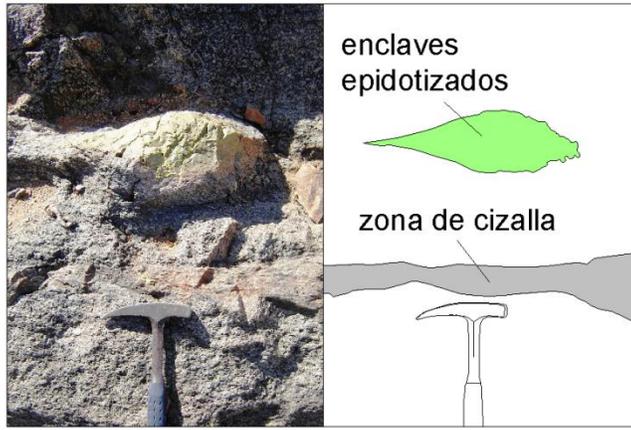


Fig. 4.5. Afloramiento de granitoides jurásicos, que contiene un enclave pervasivamente epidotizado de geometría sigmoide. Este afloramiento está afectado por una zona de cizalla discreta.

Las metatobas son rocas granoblásticas que presentan cuarzo + biotita + muscovita + albita + epidota + calcita, con metamorfismo en facies de esquistos verdes. Las metadacitas tienen textura protomilonítica, con porfiroclastos de plagioclasa subhedral y cuarzo, el cual preserva una textura embahada a nivel microscópico. Las metabasitas son rocas porfiroblásticas con metamorfismo que varía desde la facies de esquistos verdes de grado bajo con asociación mineral de plagioclasa sódica + actinolita + clorita + biotita, a la facies de anfibolita de epidota con una asociación mineral de plagioclasa sódica + albita + hornblenda + actinolita + epidota + biotita + titanita.

Al sureste de La Unión se reportan filitas de dos micas (Kf; Fig. 4.1), que corresponden a rocas granoblásticas conformadas por la intercalación rítmica de bandas melanocráticas y mesocráticas de varios milímetros de espesor. Las bandas melanocráticas incluyen muscovita + biotita + cuarzo; mientras que las mesocráticas son ricas en cuarzo con una proporción menor en biotita y muscovita. Siguiendo el arroyo San Javier hacia el NW (fuera del mapa geológico de la Fig. 4.1) se reportan lodolitas calcáreas y filitas de cuarzo.



Fig. 4.6. Afloramiento de tonalita de hornblenda-biotita (Kt*), localizado a las orillas del arroyo San Javier.

Se interpreta que las rocas metavolcanoclásticas (Kvc) son posteriores al emplazamiento de los granitoides del Jurásico Superior (Jt) porque: (a) la dirección del contacto entre los granitoides (Jt) y las rocas metavolcanoclásticas (Kvc) localmente varía y, en algunos sitios localizados en los alrededores de donde se obtuvo la muestra para geocronología U-Pb en zircón 17XII07 (Fig. 4.1), el contacto es oblicuo respecto a la foliación de los granitoides. Además, los contactos carecen de alguna estructura, ya sea falla o zona de cizalla, que separe a ambas unidades litológicas; (b) al contrario de las rocas metavolcánicas y metavolcanoclásticas pre-Jurásico Superior (Jv y Jvc), las rocas metavolcánicas (Kvc) no se distribuyen como pantallas embebidas dentro de los granitoides; (c) la deformación y el metamorfismo de las rocas metavolcanoclásticas (Kvc) no superan la textura protomilonítica ni la facies de anfibolita de epidota, por lo que la deformación y el metamorfismo son menores que las de las pantallas del Triásico(?)-Jurásico Superior que alcanzan texturas gneisicas y facies de anfibolita *sensu stricto*. De esta manera se infiere que el contacto entre las rocas metavolcanoclásticas (Kvc) y los granitoides del Jurásico Superior (Jt) es estratigráfico discordante.

4.2. Unidades intrusivas del Cretácico.

La mayoría de los intrusivos cretácicos, pertenecientes al arco Alisitos, se distribuyen en la mitad oriental y al sur-sureste de La Unión. Como se puede apreciar en el mapa geológico

de la Fig. 4.1, la mayoría de los intrusivos están conformados por diques que se extienden varias decenas de metros o por cuerpos masivos que se extienden hasta más de 4 km de longitud y hasta 1.5 km de anchura. Los cuerpos masivos comúnmente tienen geometrías elongadas de dirección general NW-SE en la mitad oriental de La Unión, mientras que aquellos localizados al sureste de La Unión presentan geometrías más irregulares.

Estos intrusivos cretácicos son clasificados en siete distintas unidades intrusivas. Las cinco unidades intrusivas más antiguas son, de la más vieja a la más reciente de acuerdo con sus relaciones cortantes: gabro de dos piroxeno (KgA*), cuarzodiorita de hornblenda-biotita (Kqd*), tonalita de hornblenda-biotita (Kt*), cuarzomonzodiorita-granodiorita-granito de biotita-hornblenda (Kg1*) y cuarzodiorita-granodiorita de hornblenda-clinopiroxeno (Kg2*). Estas cinco unidades presentan relaciones cortantes, mineralogía, texturas y patrones estructurales similares a las unidades intrusivas KgA, Kqd, Kt, Kg1 y Kg2 identificadas en Nuevo Rosarito por lo que, aunque su nomenclatura es similar, son diferenciadas con un asterisco.

Las dos unidades restantes que son más recientes son granodiorita-granito de biotita (Kg4) y diorita de hornblenda (Kd2). Ambas son más abundantes en el plutón El Salinito, por lo que se deduce que están relacionados con su emplazamiento.

El gabro de dos piroxenos (KgA*) se presenta en cuerpos masivos que se localizan en la parte central y al sureste de La Unión. Son rocas de grano grueso a medio que presentan un contenido moderado de plagioclasa eu-subhedral. Estas rocas exhiben fábricas magmáticas débiles definidas por el alineamiento mineral de las plagioclasas. En ocasiones las fábricas magmáticas están oscurecidas por un fracturamiento persistente o por la presencia de fábricas en estado sólido derivadas de cizalla.

La cuarzodiorita de hornblenda-biotita (Kqd*) se presenta en afloramientos masivos o en pantallas dentro de la tonalita de hornblenda-biotita (Kt*). Las rocas de cuarzodiorita son de grano grueso y comúnmente presentan fábricas de estado sólido de intensidad variable junto con una cloritización moderada a intensa. Afloramientos escasos exhiben fábricas magmáticas bien definidas por el alineamiento mineral de la plagioclasa y la hornblenda. En la parte central y norte de La Unión, la cuarzodiorita ocasionalmente contiene enclaves

subangulares a subredondeados de alrededor de 5 cm de anfibolita de grano medio a fino (Ja) como la que se muestra en la Fig. 4.4f.

La tonalita de hornblenda-biotita (Kt*) es de grano medio a grueso y se caracteriza por contener abundantes autolitos, enclaves de pocos centímetros a varios decímetros de cuarzdiorita de hornblenda-biotita (Kqd*) y/o con xenolitos de anfibolita (Fig. 4.6). Al sureste de La Unión, también distinguimos afloramientos masivos de tonalita de grano grueso con hornblenda euhedral como fase máfica dominante. Al sur de La Unión, la tonalita (Kt*) en ocasiones contiene diques pegmatíticos de cuarzo + feldespatos + turmalina ± epidota.

La unidad de cuarzomonzodiorita-granodiorita-granito de biotita-hornblenda (Kg1*) consiste en cuerpos de granodiorita-cuarzomonzodiorita de biotita-hornblenda que están intrusionados por cuerpos de granito-cuarzomonzonita de biotita (por ejemplo, Fig. 4.7).

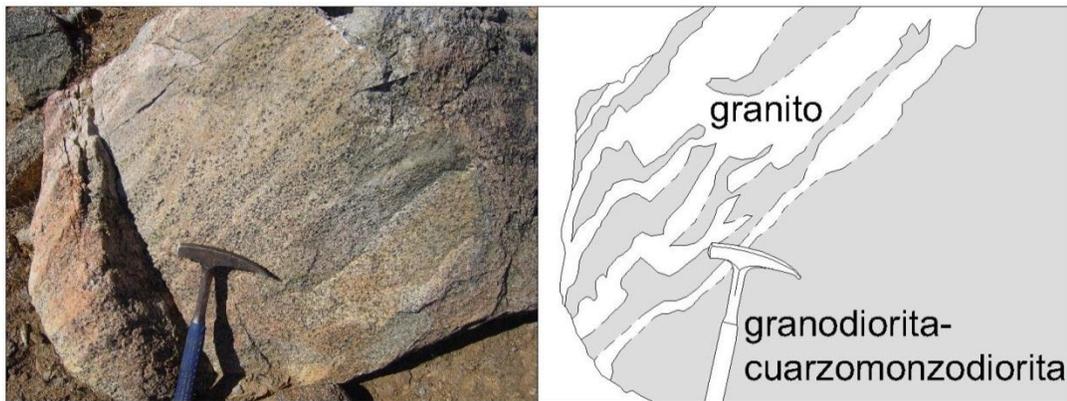


Fig. 4.7. Afloramiento perteneciente a la unidad granodiorita-granito de biotita-hornblenda (Kg1*), que consiste en una granodiorita-cuarzomonzodiorita de biotita-hornblenda (granodiorita-cuarzomonzodiorita) con bandas composicionales de granito-cuarzo monzonita de biotita (granito).

En el afloramiento de la Fig. 4.7, localizado al noreste de La Unión, las bandas del granito-cuarzomonzonita tienen la misma dirección que las fábricas magmáticas de la granodiorita-cuarzomonzodiorita. Las bandas del granito-cuarzomonzonita están anastomosadas, contienen glomero cristales provenientes de la granodiorita-cuarzomonzodiorita y el contacto entre ambas rocas está definido por el aumento en el contenido del cuarzo y la progresiva disminución en fases máficas, sugiriendo un proceso de diferenciación entre ambas rocas.

Al sureste de La Unión, la granodiorita-cuarzomonzodiorita está cortada por diques de granito de biotita de 0.4 hasta 30 m de espesor. También contiene abundantes xenolitos de metasamitas y pantallas de esquistos máficos asignadas a las rocas pre-Alisitos. Vale la pena señalar que muchas de las rocas de granodiorita-cuarzomonzodiorita suelen exhibir fábricas internas dúctiles delineadas por el cuarzo y la biotita y con líneas de estiramiento moderadas a intensas. Al suroeste de La Unión se distingue que las rocas de Kg1* intrusionan al gabro KgA* (Fig. 4.8) y a la tonalita Kt* (Fig. 4.9).

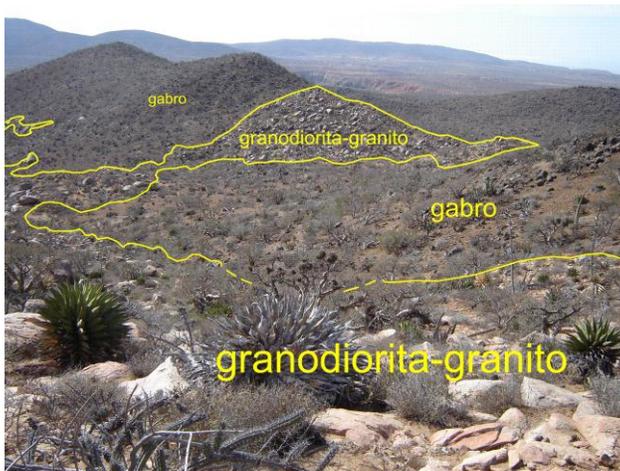
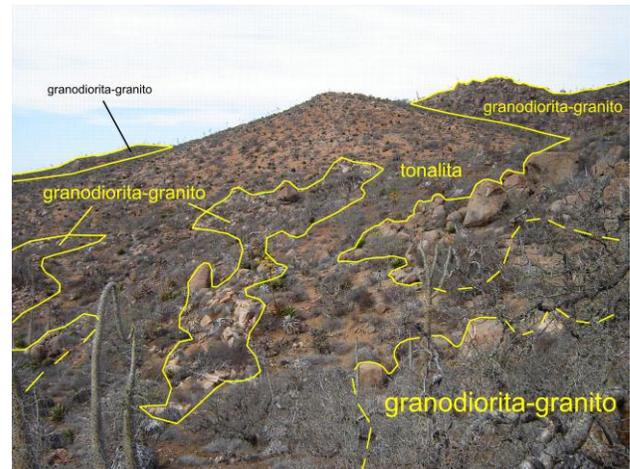


Fig. 4.8. Zona de contacto entre rocas de Kg1* (granodiorita-granito) y KgA* (gabro), ubicado al suroeste del complejo La Unión.

La cuarzodiorita-granodiorita de hornblenda-clinopiroxeno (Kg2*) está en un afloramiento localizado al sur de La Unión. Se presenta en diques laminares que no superan los 3 m de espesor. Tienen color rosado con intemperismo café-rojizo, e incluyen fenocristales de hornblenda y dominios ricos en hornblenda.

Las rocas de diorita de hornblenda (Kd2) se localizan al suroeste de La Unión. La granularidad de estas rocas varía de grano medio a fino. Las relaciones de contacto entre estas rocas y el gabro KgA* no son claras. Sin embargo, al sur de La Unión, diques de diorita Kd2 de ~60 cm de espesor cortan a la tonalita de hornblenda-biotita (Kt*). También al suroeste de La Unión, el gabro KgA* y la diorita Kd2 están intrusionados por diques de granito de biotita (Kg4), cuyo espesor varía de 0.2 a 5 m de espesor y que en ocasiones están anastomosadas (Fig. 4.10).

Fig. 4.9. Zona de contacto entre rocas de Kg1* (granodiorita-granito) y rocas de Kt* (tonalita), ubicado al suroeste del complejo La Unión. En la foto, la tonalita Kt* se encuentra muy meteorizada.



Nuevamente al suroeste de La Unión hay un afloramiento discreto en donde reportamos diques de cuarzdiorita de clinopiroxeno (KtB) de varios metros de espesor que también intrusionan a las rocas gabróicas KgA* y a la diorita Kd2. A diferencia del resto de los cuerpos de cuarzdiorita, estos diques contienen abundante clinopiroxeno y no contienen biotita. Estos diques no son cartografiables a la escala del mapa del mapa geológico de la Fig. 4.1 y también se observaron en el plutón El Salinito.



Fig. 4.10. Diques de granito de biotita (Kg4) que cortan a la diorita de hornblenda (Kd2) y que provienen del plutón El Salinito. La ausencia de truncamiento entre los diques y su intersección cruzada puede sugerir un emplazamiento por fracturamiento dúctil (Weinberg y Regenauer-Lieb, 2010).

4.3. Análisis estructural

4.3.1. Rocas pre-Alisitos

Los granitoides (Jt) usualmente presentan texturas protomiloníticas a miloníticas, son frecuentes fábricas S-C y S-C' desde pobremente hasta muy bien desarrolladas y líneas de estiramiento delineadas por la elongación de las biotitas y del cuarzo (Fig. 4.11).

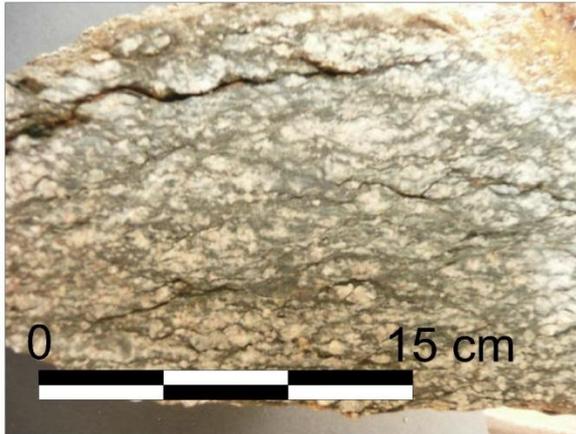


Fig. 4.11. Corte en dirección de la lineación de una muestra de mano de un afloramiento correspondiente a los granitoides jurásicos (Jt), localizado al norte de La Unión. Nótese la cloritización que presentan las micas, las estructuras S-C delineadas por las micas y los porfiroclastos de plagioclasa.

Los granitoides (Jt) localizados en la mitad norte de La Unión están afectados por zonas de cizalla discretas que no superan los 30 cm de espesor que desarrollan texturas miloníticas a ultramiloníticas y que cortan a las fábricas internas de los granitoides (Fig. 4.12).

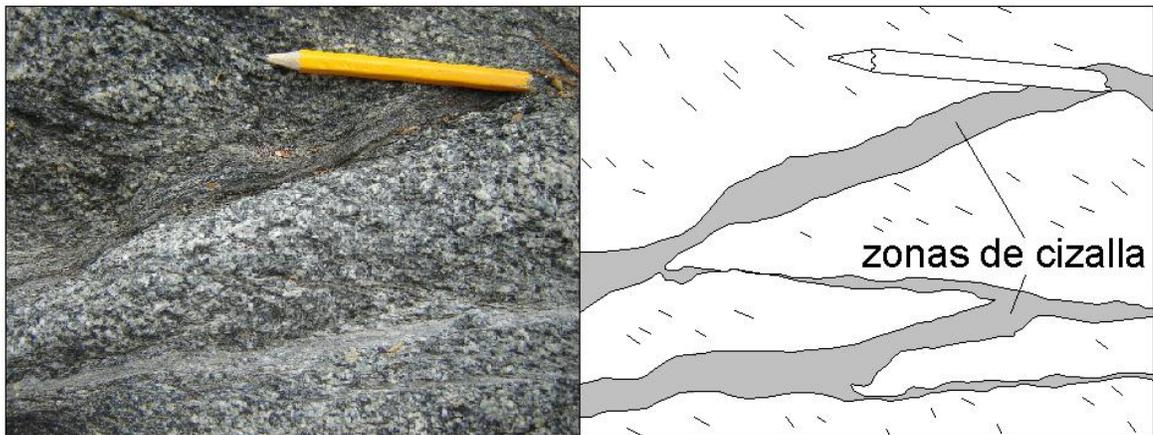


Fig. 4.12. Afloramiento de granitoide Jt. Las líneas pequeñas representan la dirección de las fábricas internas de la roca, mientras que las bandas de color gris representan a las zonas de cizalla discretas de textura ultramilonítica que afectan a la misma. Como se muestra en la figura, las zonas de cizalla discretas truncan a las fábricas internas de la roca.

Al sureste de La Unión también se observan planos de cizalla que a mesoescala delimitan estructuras S-C (Fig. 4.13).

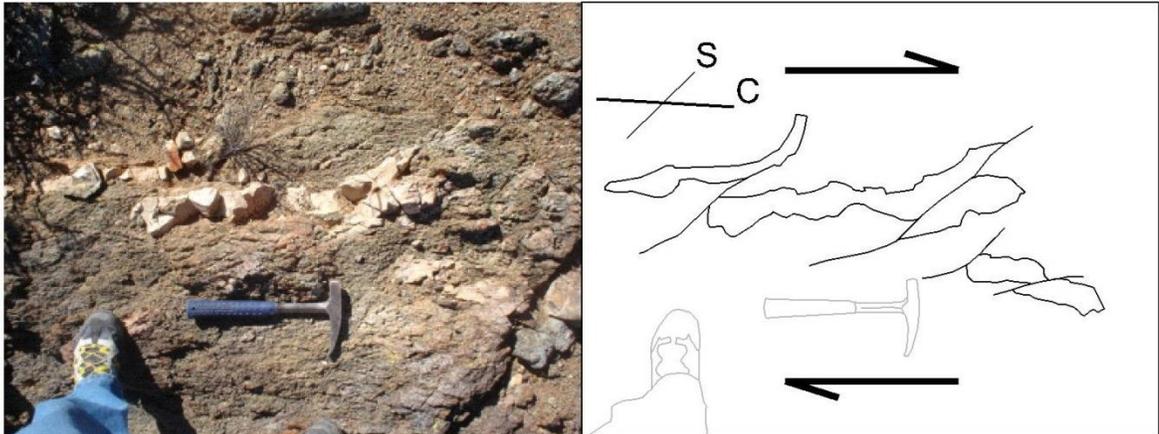


Fig. 4.13. Vista en planta de un afloramiento de los granitoides (Jt) que es afectado por planos de cizalla que a mesoescala delimitan estructuras S-C.

Las pantallas metavolcánicas y metavolcanoclásticas pre-Jurásico Superior (Jv y Jvc) presentan fábricas de estado sólido delineadas por una esquistosidad penetrativa, por la elongación de fenocristales o fragmentos líticos en dirección de la foliación, por la presencia de micropliegues o de porfiroclastos con colas asimétricas. La lineación de las pantallas es evidente a través de la elongación de las micas, del cuarzo o de los fragmentos líticos. Al norte de La Unión, un número restringido de afloramientos evidencian plegamiento, cuyos ejes axiales se orientan en promedio hacia $329^{\circ}/47^{\circ}\text{NE}$ (Fig. 4.14).



Fig. 4.14. Polos de los ejes de los pliegues que se reportan en las rocas pre-Alisitos del complejo La Unión.

La orientación de las fábricas de estado sólido de las pantallas del Triásico(?)-Jurásico Superior (Fig. 4.15a) y de los granitoides del Jurásico Superior (Fig. 4.15b) son muy similares: ambas presentan inclinaciones verticales a subverticales y una orientación promedio de rumbo NW. Sin embargo, la orientación general de la lineación de los granitoides y de las pantallas es distinta.

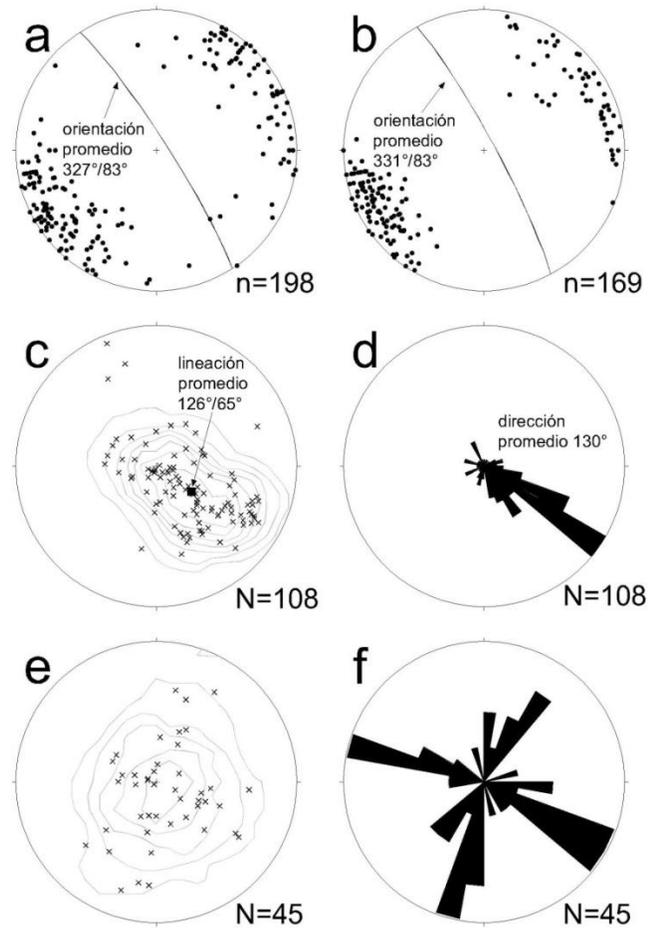


Fig. 4.15. Estereogramas y diagramas de rosa de los patrones estructurales de las rocas pre-Alisitos del complejo La Unión. (a) Orientación de la estratificación y de las fábricas internas de las pantallas metavolcánicas Jv y metavolcanoclásticas Jvc; (b) orientación de las fábricas deformacionales de las granitoides jurásicos Jt; (c) polos y (d) dirección de la lineación de las fábricas internas de las pantallas; (e) polos y (f) dirección de la lineación de las fábricas deformacionales de los granitoides jurásicos. El intervalo de contorno de (c) y (e) es de 2%.

La lineación de las pantallas se concentran en una guirnalda en el cuadrante SE (Fig. 4.15c) con una dirección persistente hacia 130° (Fig. 4.15d); mientras que las líneas de los granitoides se distribuyen de una manera más irregular (Fig. 4.15e), concentrándose preferentemente hacia 120°-130° o 290° y hacia 40° o 200° (Fig. 4.15f).

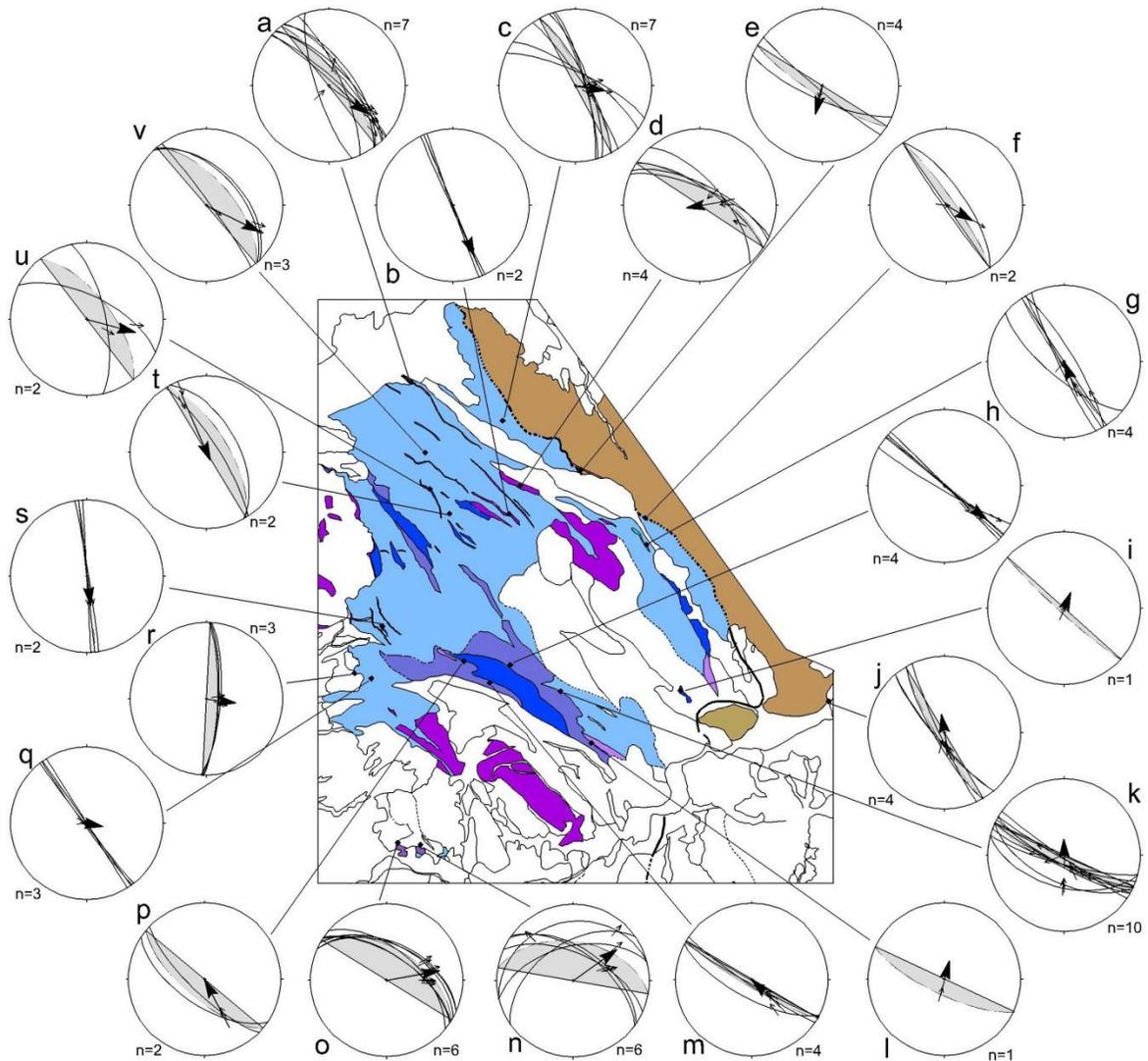


Fig. 4.16. Compendio de la información cinemática obtenida de las rocas pre-Alisitos (áreas coloreadas) del complejo La Unión. Los estereogramas muestran la dirección de las fábricas; las líneas dentro de cada estereograma indican el sentido del movimiento del bloque de techo deducido de los indicadores cinemáticos. Los valores promedio de la foliación y del sentido de la cizalla se muestran a través de los grandes círculos sombreados en gris y de las flechas en negrita.

Para inferir el sentido de la cizalla de la deformación dúctil en las rocas pre-Alisitos (p.ej., Fig. 4.11 y Fig. 4.14) se tomaron 23 datos cinemáticos: 19 de ellos en a las pantallas del Triásico(?)-Jurásico Superior, dos en de los granitoides (Jt) del Jurásico Superior y dos más en a las rocas metavolcanoclasticas (Kvc) posteriores a los granitoides Jt. De los datos de las pantallas, nueve corresponden a mediciones en afloramientos y diez de láminas delgadas con orientación paralela al plano XZ. De los datos de los granitoides (Jt) y de las

rocas metavolcanoclásticas (Kvc), un dato es de afloramiento y otro de lámina delgada con orientación paralela al plano XZ.

Tabla 4.1. Descripción del afloramiento y de la lámina delgada (si se presenta) de los sitios en donde fueron obtenidos los datos cinemáticos de la deformación que imprimió las fábricas dúctiles la roca encajonante antes del emplazamiento de los plutones cretácicos.

Sitio	Roca involucrada	Coordenadas UTM		Observaciones
		Zona	Latitud/Longitud	
a	Milonita de metariolita	11	791699/ 3170565	Pantalla de 30 m de milonita gris cuarzofeldespática porfirítica con feldespato eu-subhedral y cuarzo embahiado, ambos de 0.06 a 0.5 mm. También hay cuarzo en listones recristalizados. La pantalla está dentro de tonalita de hbl-bt cloritizada. Muestra orientada (11X08; Fig. 4.18) con cuarzo sigmoide que definen una cinemática derecha según la línea.
b	Protomilonita (¿derrame andesítico?)	12	206837/ 3168257	Pantalla de 3 m de espesor protomilonita cuarzofeldespática con abundantes porfirocristales de feldespato, embebida en tonalita de bt-hbl.
c	Protomilonita de metasamita.	12	206714/ 3169939	Pantalla de 5 m de espesor de milonita cuarzofeldespática de grano fino rica en cuarzo, con tonalidades gris-rosáceo y con lentes de epidota de geometría sigmoide. La pantalla presenta plegamiento asimétrico que indican una cinemática derecha en planta, y está dentro de tonalita de bt-hbl.
d	Ultramilonita de metadacita	12	207038/ 3168766	Pantalla de ultramilonita porfirítica con augens de oligoclasa subredondeada, en ocasiones truncada, y cuarzo embahiado con extinción en ajedrez, ambos de 0.1 a 0.6 cm, embebidos en matriz de grano muy fino. A mesoescala se reporta que contiene shards vítreos.
e	Protomilonita (¿derrame volcánico?)	12	208137/ 3169041	Pantalla de milonita cuarzofeldespática de grano fino en contacto con tonalita de bt-hbl. Contiene planos intergranulares con qtz, chl, ep, act y ox de grano muy fino, que delimitan estructuras S-C incipientes y que indican una cinemática derecha según la línea.
f	Milonita de metadacita	12	209306/ 3168170	Afloramiento extenso de milonita cuarzofeldespática porfiroclástica con granos subhedrales de oligoclasa que suele tener sombras de presión de agregados recristalizados de feldespato y microboudines que denotan una cinemática derecha según la línea; y cuarzo embahiado de grano muy grueso y extinción ondulada; ambos en matriz cuarzofeldespática de grano muy fino rica en biotita y óxidos.
g	Protomilonita de metadacita	12	209325/ 3167684	Pantalla de ~30 m de protomilonita cuarzofeldespática porfiroclástica con oligoclasa subhedral de grano fino que presentan maclas mecánicas y microboudines incipientes; y cuarzo embahiado de grano fino con geometrías sigmoides incipientes y extinción ondulada oblicua a 45° de la foliación, que indican una cinemática derecha según la línea; en matriz cuarzofeldespática de grano muy fino.
h	Protomilonita de roca meta-volcanoclástica	12	206856/ 3165506	Protomilonita cuarzofeldespática con fragmentos máficos elongados hacia la foliación, porfiroclastos de cuarzo y fragmentos de oligoclasa claro a rojizo con maclas mecánicas; ambos de 1 a ¼ cm en matriz de grano muy fino rica en cuarzo. Planos intergranulares S-C indican una cinemática derecha.
i	Protomilonita de roca meta-volcanoclástica.	12	209946/ 3165038	Protomilonita cuarzofeldespática con fragmentos granitoides, fragmentos de esquistó máfico y porfiroclastos de fragmentos de feldespato y cuarzo. Estructuras S-C incipientes indican una cinemática derecha según la línea.
j	Milonita de roca meta-volcanoclástica	12	212634/ 3164848	Afloramiento extenso de milonita con clc+ms+bt+ep+ab+qtz+ox en facies metamórfica de esquistos verdes perteneciente a las rocas del Valanginiano-Hauteriviano. La calcita y las micas se presentan como fish o se distribuyen en bandas con estructuras S-C que indican una cinemática derecha según la línea.

Tabla 4.1 (cont.)

Sitio	Roca involucrada	Coordenadas UTM		Observaciones
		Zona	Latitud/Longitud	
k	Ultramilonita de metasamita	12	207758/ 3165027	Ultramilonita cuarzofeldespática porfirítica, con fragmentos de feldespato truncados en arreglo en dominó o con colas de presión de agregados recrystalizados de grano muy fino, embebidos en matriz rica en cuarzo con dominios ricos o ausentes en óxido.
l	Paragneis	12	208328/ 3164082	Paragneis rico en cuarzo y mica clara, con plegamiento asimétrico en sus bandas composicionales que indica una cinemática derecha según la línea.
m	Protomilonita de roca meta-volcanoclástica	11	793379/ 3165174	Protomilonita cuarzofeldespática con oligoclasa euhedral a subredondeado de >0.2 cm, con matriz de grano muy fino rica en cuarzo y óxidos, en contacto deposicional con una anfibolita con abundantes fragmentos pervasivamente epidotizados. Estructuras S-C incipientes indican una cinemática derecha según la línea.
n	Ortogneis	11	792351/ 3162121	Ortogneis con dominios ricos en hbl y en qtz. Incluye oligoclasa con maclas mecánicas y recrystalización variable. La hbl se presenta como granos finos con evidente deformación dúctil, formando boudines, y con recrystalización local a actinolita. También contiene biotita distribuida en planos con estructuras S-C' que, junto con algunos agregados recrystalizados de hornblenda, indican una cinemática derecha según la línea.
o	Ultramilonita de metasamita	11	791852/ 3162198	Ultramilonita cuarzofeldespática porfirítica, con fragmentos de feldespato truncados en arreglo en dominó o con colas de presión de agregados recrystalizados de grano muy fino, embebidos en matriz rica en cuarzo con dominios ricos o ausentes en óxido. Los dominios ricos en óxidos tienen geometrías sigmoides que indican una cinemática derecha según la línea.
p	Gneis de meta-conglomerado	11	792899/ 3165547	Gneiss de meta-conglomerado polimíctico, cuyos fragmentos presentan una tasa de elongación de hasta 1:15, y geometrías sigmoides que indican una cinemática derecha según la línea.
q	Milonita cuarzo-feldespática	11	791230/ 3165155	Pantalla de 5 m de milonita cuarzofeldespática porfirítica, con porfiroclastos de feldespato y cuarzo, y zonas con dominio de biotita, en matriz leucocrática afanítica. Fábricas internas indican una cinemática derechas según la línea. Pantalla embebida en tonalita de bt-hbl.
r	Milonita cuarzo-feldespática	11	790867/ 3165261	Pantalla de 3 m de milonita cuarzofeldespática porfirítica con fenocristales rosa de feldespato en matriz melanocrática afanítica; con estructuras S-C incipientes que indican una cinemática derecha según la línea.
s	Granitoide encajonante	11	791518/ 3166195	Fábricas internas protomiloníticas evidentes por las estructuras S-C delineadas por la biotita.
t	Metabasita en facies de anfibolita	11	792505/ 3168209	Pantalla de anfibolita de roca porfirítica, con abundantes fenocristales claros de feldespato euhedral de 1 a ½ cm con matriz afanítica. Sus fábricas internas esquistosas delinear estructuras S-C incipientes que indican una cinemática derecha según la línea. La pantalla está dentro de tonalita de bt-hbl.
u	Granitoide encajonante	11	792122/ 3168644	Tonalita de bt encajonante con numerosos enclaves de rocas porfiroclásticas con fenocristales de feldespato en matriz afanítica. La tonalita incluye oligoclasa de geometría sigmoide, con truncamiento tipo dominó; incluye biotita distribuida en bandas que delinear estructuras S-C' (19X08; Fig.4.19) que indican una cinemática derecha según la línea.
v	Milonita de metaandesita	11	792015/ 3169290	Pantalla de 5 m de milonita cuarzofeldespática con porfiroclastos de oligoclasa y de cuarzo de 1 a ½ mm, en matriz melanocrática afanítica. El cuarzo también se presenta como listones incipientes de agregados recrystalizados.

En la Fig. 4.16 se muestra la localización de los sitios de medición y en la Tabla 4.1 se enlista la descripción de cada uno de ellos. Los criterios usados en el campo y en las láminas delgadas orientadas para definir el sentido de la cizalla consistió en definir la

geometría sigmoide de los porfiroclastos (Fig. 4.11 y Fig. 4.17), la orientación de los porfiroclastos fragmentados, las bandas de cizalla tipo S-C y S-C' (Fig. 4.18), los pliegues asimétricos y los boudines de banda de cizalla.

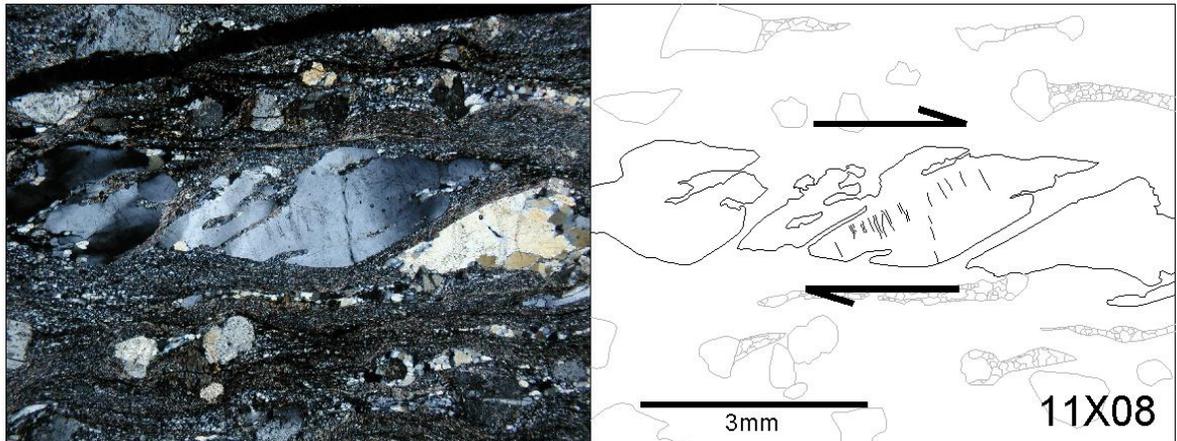


Fig. 4.17. Lámina delgada orientada paralela al plano XZ proveniente de una metadacita. En la figura se puede observar que aún cuando la muestra exhibe fábricas miloníticas, los porfiroclastos de cuarzo preservan una textura volcánica embahiada. También se aprecia que los porfiroclastos de cuarzo incluyen lamelas de deformación. En este caso, la geometría sigmoide de los porfiroclastos de cuarzo indica una cizalla derecha.

En la Fig. 4.16 podemos observar que de los 22 sitios en los que se obtuvieron datos cinemáticos, 19 exhiben un movimiento de bloque SW hacia arriba con una componente de cizalla derecha. En los tres sitios restantes, la deformación dúctil exhibe un movimiento contrario de bloque NE hacia arriba, dos de ellos con una componente de cizalla izquierda (Figs. 4.16d y 4.16e) y otro con una componente de cizalla derecha (Fig. 4.16t).

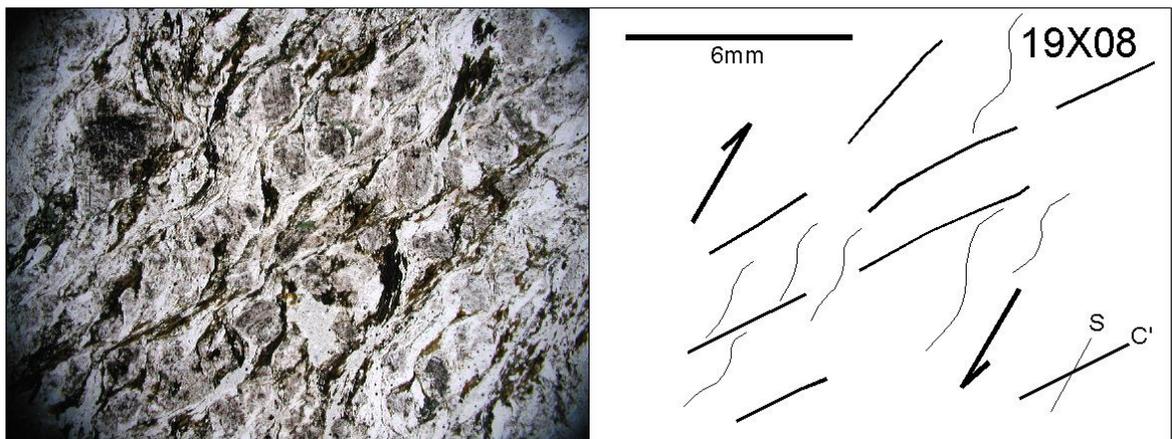


Fig. 4.18. Lámina delgada orientada paralela al plano XZ proveniente de los granitoides Jt. Las estructuras S-C' delineadas por las micas y el cuarzo (de aspecto limpio) y la geometría sigmoide de los feldespatos (de aspecto sucio) indican una cizalla derecha.

Los tres sitios cuya cinemática es de bloque NE hacia arriba están representados en las Fig. 4.16d, 4.16e y 4.16t. La información correspondiente a la Fig. 4.16d fue obtenida de granitoides localizadas en las inmediaciones de un cuerpo de granodiorita de biotita (Kg1*), afectadas por numerosas fracturas rellenas de epidota. Aquella correspondiente a la Fig. 4.16e se obtuvo de una anfibolita granoblástica localizada a varios metros de distancia de un cuerpo de granodiorita-cuarzomonzodiorita (Kg1*). Finalmente, la foliación dúctil de los granitoides de la Fig. 4.16t está afectada por numerosas fracturas rellenas de epidota producida posiblemente por las intrusiones de cretácicas.

4.3.2. Rocas intrusivas del Aptiano-Albiano

Las fábricas magmáticas que en ocasiones exhibe el gabro KgA* no evidencian una dirección preferente. En contraste, la diorita de hornblenda Kd2 proveniente del plutón El Salinito muestra fábricas magmáticas con orientación promedio hacia el SSW (valor promedio de 206°/41°NW; Fig. 4.19a).

Al igual que con el gabro KgA*, las fábricas magmáticas que presenta la cuarzodiorita (Kqd*) no evidencian una dirección preferente. Por otro lado, varios afloramientos de cuarzodiorita localizadas al sur de La Unión están afectados por pequeñas zonas de cizalla discretas de textura milonítica a ultramilonítica de 1 a 5 cm de espesor que trunca sus fábricas internas (Fig. 4.20), y cuyo aspecto es muy similar a las zonas de cizalla reportadas en los granitoides del Jurásico Superior (Fig. 4.12).

También al sur de La Unión, un afloramiento de cuarzodiorita (Kqd*) está afectado por una zona milonítica de ~2 m de espesor (Fig. 4.21), cuya deformación se interpreta que fue parcialmente acomodada por una intrusión félsica. Se llega a esta interpretación porque las fábricas dúctiles de la zona milonítica tienen incorporados dominios de material félsico y porque contiene pequeñas vetas del mismo material félsico distribuidas como estructuras en-echelon orientadas aproximadamente a 45° respecto a la zona milonítica.

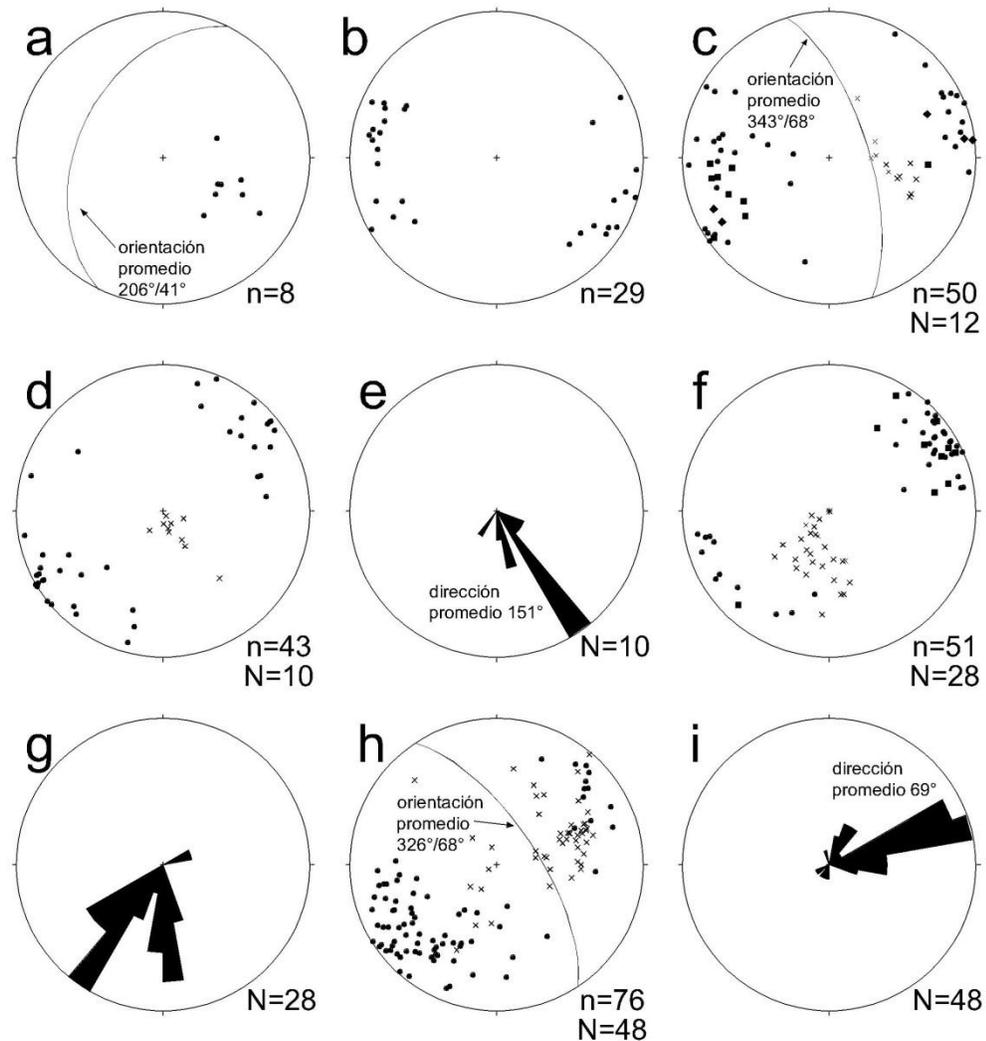


Fig. 4.19. Estereogramas de los patrones estructurales de las unidades intrusivas del Aptiano-Albiano del complejo La Unión. Los círculos sólidos representan tanto los polos de las fábricas magmáticas o de estado sólido como la orientación de los intrusivos. Las cruces representan las líneas minerales y de estiramiento. n=población de datos de las fábricas internas y de la orientación de los cuerpos intrusivos, N=población de datos de lineación. (a) Fábricas magmáticas de la diorita de hornblenda (Kd2) proveniente del plutón El Salinito; (b) fábricas magmáticas de la cuarzodiorita de hornblenda-biotita (Kqd*) y de la tonalita (Kt*) localizadas al sureste de La Unión; (c) fábricas esquistosas de la tonalita (Kt*) en contacto con rocas pre-Alisitos localizada al sur de La Unión; (d) fábricas magmáticas y lineación de la tonalita (Kt*) localizada en la porción central de La Unión; (e) dirección de la lineación magmática de Kt*; (f) fábricas dúctiles y líneas minerales de la tonalita (Kt*), de los diques de cuarzodiorita-granodiorita de hornblenda-clinopiroxeno (Kg2*) y de los cuerpos de cuarzomonzodiorita-granodiorita-granito de biotita-hornblenda (Kg1*) localizados en la parte central de La Unión; (g) dirección de las líneas de estiramiento de Kt*, Kg1* y Kg2* en la parte central de La Unión; (h) orientación y lineación de las zonas de cizalla la cuarzodiorita de hornblenda-biotita (Kqd*) de las fábricas internas de la cuarzodiorita-granodiorita de hornblenda-clinopiroxeno (Kg2*) y de la cuarzomonzodiorita-granodiorita-granito de biotita/hornblenda (Kg1*); todos ellos localizados en al sureste de La Unión; e (i) dirección de la lineación de las zonas de cizalla que afectan Kqd*, Kg1* y Kg2* al sureste de La Unión.



Fig. 4.20. Afloramiento de cuarzdiorita de hornblenda-biotita (Kqd*) afectada por una zona de cizalla discreta.

Las rocas de tonalita de hornblenda-biotita (Kt*) localizadas al suroeste de La Unión tienen fábricas magmáticas definidas por el alineamiento mineral de dirección promedio N-S (Fig. 4.19b y 4.22a). En algunos sitios al suroeste de La Unión, las fábricas magmáticas están reemplazadas por fábricas esquistosas de orientación promedio hacia 343/68°E (Fig. 4.19c), las cuales se intensifican mientras más cerca se hallan de pantallas y afloramientos masivos de rocas pre-Alisitos. En estos sitios, la orientación de la esquistosidad de la tonalita (Kt*) es paralela al contacto entre la tonalita (Kt*) y las rocas pre-Alisitos (Jv; Fig. 4.22b).

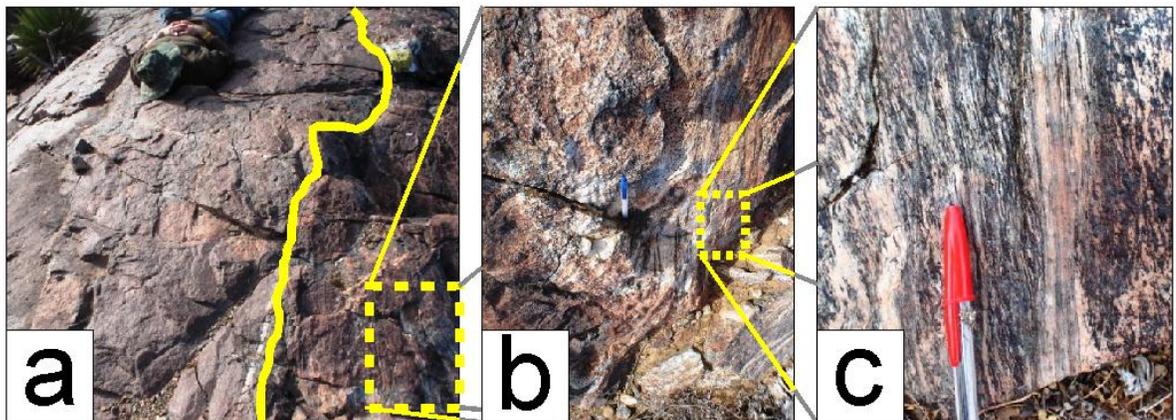


Fig. 4.21. (a) Afloramiento de cuarzdiorita (Kqd*) afectado por una zona milonítica de bordes sinuosos. (b) y (c) Acercamiento de la zona milonítica, en donde se distingue la presencia de dominios de material félsico incorporado a las fábricas miloníticas.

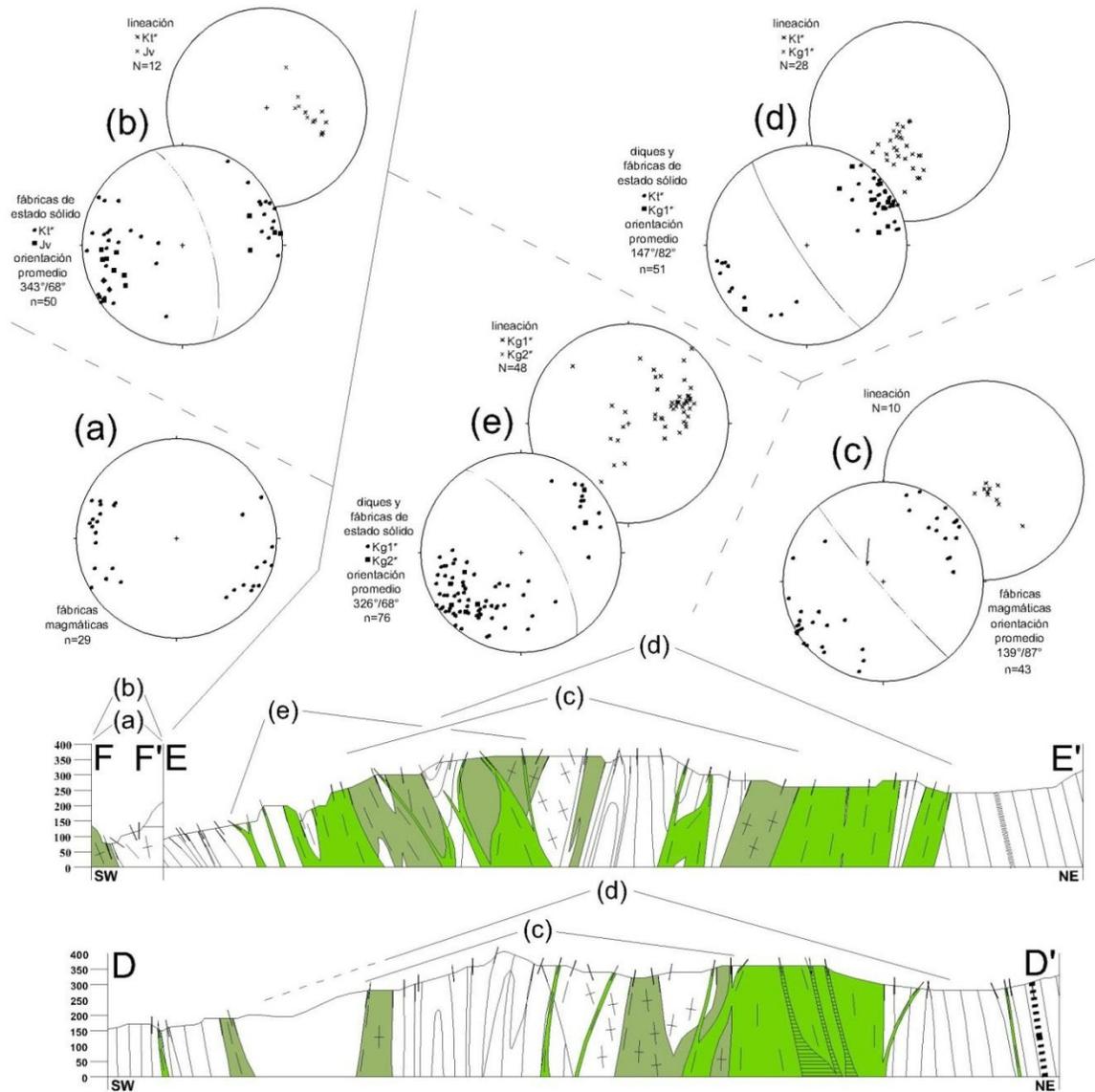


Fig. 4.22. Secciones estructurales DD', EE' y FF' que abarcan los intrusivos félsicos cretácicos Kt* (verde claro), Kg1* (verde oscuro) y Kg2* del complejo La Unión. Esta figura también incluye estereogramas de dominios estructurales seleccionados y descritos en el texto. (a) fábricas magmáticas de la tonalita Kt* localizada al suroeste de La Unión; (b) fábricas esquistosas y estrías de las fábricas esquistosas de la tonalita Kt* y de rocas pre-Alisitos (Jv) en contacto con Kt*; (c) fábricas y líneas magmáticas de la tonalita Kt* ubicada en la parte central de La Unión; (d) orientación de diques, fábricas internas y líneas de cuerpos de cuarzomonzodiorita-granodiorita-granito Kg1* ubicados en la parte central de La Unión; (e) orientación de diques, fábricas internas y líneas de cuerpos de cuarzomonzodiorita-granodiorita-granito Kg1* y de cuarzodiorita-granodiorita de hornblenda-clinopiroxeno Kg2* ubicados al suroeste de La Unión. La localización de los perfiles se muestra en la Fig. 4.1.

En el contacto, ambas unidades también presentan estrías paralelas, tanto en la tonalita, como en las rocas metavolcánicas Jv. Del cambio en la tonalita Kt* de fábricas magmáticas

de dirección promedio N-S (Fig. 4.22a) a fábricas esquistosas en los contactos con las rocas metavolcánicas Jv (Fig. 4.22b) se deduce que la tonalita Kt* ubicada al sur de La Unión se deformó en el contacto con las rocas pre-Alisitos, sugiriendo un emplazamiento forzado y posiblemente la reimpresión de fábricas dúctiles en la roca encajonante.

En la parte central del complejo La Unión, la tonalita (Kt*) presenta fábricas magmáticas o fábricas de estado sólido. Las fábricas magmáticas están definidas por alineamiento mineral, por la elongación de los autolitos y enclaves presentes y/o por bandeamiento composicional. Las fábricas de estado sólido están definidas por un clivaje marcado hasta por fábricas de textura protomilonítica a milonítica. Las fábricas magmáticas de la tonalita (Kt*) tienen una dirección NW-SE (Figs. 4.19d y 4.22c) y ocasionalmente presentan líneas minerales sub-verticales que tienen una dirección promedio hacia el SE (Fig. 4.19e). Las fábricas de estado sólido de la tonalita (Kt*) tienen una dirección promedio hacia el SE (Figs. 4.19f y 4.22d), similar a las rocas Kt* con fábricas magmáticas, pero sus líneas de estiramiento se dirigen hacia el sur y SW (Fig. 4.19g).

La unidad de cuarzomonzodiorita, granodiorita y granito de biotita-hornblenda Kg1* también presenta fábricas magmáticas, aunque en la mayoría de sus afloramientos son fábricas de estado sólido incipientes a intensas (Fig. 4.23).



Fig. 4.23. Fábricas dúctiles exhibidas por un afloramiento de cuarzomonzodiorita-granodiorita-granito de biotita-hornblenda (Kg1*).

Por su parte, los diques de cuarzdiorita y granodiorita de hornblenda-clinopiroxeno Kg2* tienen intensas fábricas internas de aspecto sinuoso, cuyos cristales de hornblenda suelen estar elongados según la dirección de la foliación o presenta una geometría sigmoide delineando estructuras S-C (Fig. 4.24).

Fig. 4.24. Vista en planta de un afloramiento de cuarzdiorita-granodiorita de hornblenda-clinopiroxeno (Kg2*). La relativa abundancia de fases máficas en este afloramiento permite distinguir con mayor facilidad las estructuras S-C y los boudines de banda de cizalla que llegan a desarrollarse en sus fábricas internas.



En la parte central de La Unión, la orientación, fábricas de estado sólido y lineación de los cuerpos de Kg1* es muy similar a las que presenta la tonalita Kt* (Figs. 4.19f, 4.19g), ambas con orientación promedio $147^{\circ}/82^{\circ}$ (Fig. 4.22d). Por su parte, aunque los cuerpos de Kg1* (y los pocos diques de Kg2*) localizados al suroeste del complejo La Unión también tienen orientaciones y fábricas de estado sólido de dirección NW-SE con promedio $326^{\circ}/68^{\circ}$ (Fig. 4.19h y 4.23e), su lineación general se inclina hacia el NE (Fig. 4.19i y 4.23e).

Para caracterizar la deformación responsable de imprimir las intensas fábricas de estado sólido que exhiben las unidades Kt*, Kg1* y Kg2* y de generar las zonas de cizalla discretas en Jt y Kqd*, se obtuvieron 17 datos cinemáticos (Fig. 4.25) pertenecientes a las zonas de cizalla discretas reportadas en los granitoides jurásicos (Figs. 4.25a, 4.25b, 4.25c, 4.25n, 4.25p; ver Figs. 4.5 y 4.12) y en la cuarzdiorita (Kqd*; Figs. 4.25d, 4.25j y 4.25q; ver Figs. 4.21 y 4.22); y pertenecientes a las fábricas internas de la tonalita (Kt*; Figs. 4.25h, 4.25i y 4.25p) y a la unidad Kg1* (Figs. 4.25e, 4.25f, 4.25g, 4.25k, 4.25l y 4.25m; ver Fig. 4.23). La descripción de los 17 datos cinemáticos se enlista en la Tabla 4.2.

De los 17 datos cinemáticos de la Fig. 4.25, nueve indican un movimiento de cizalla izquierdo respecto a la lineación y ocho un movimiento derecho (Tabla 4.2).

El sentido de cizalla obtenido en los 17 sitios de donde fueron obtenidos los datos cinemáticos es indistinto al rumbo o echado de las fábricas, a la litología afectada o al tipo de estructuras medidas (ya sean fábricas internas en cuerpos magmáticos o zonas de cizalla discretas). Sin embargo, se infiere un patrón relacionado entre el sentido de cizalla de la deformación con la presencia de los intrusivos félsicos y su ubicación con respecto a todo el complejo La Unión.

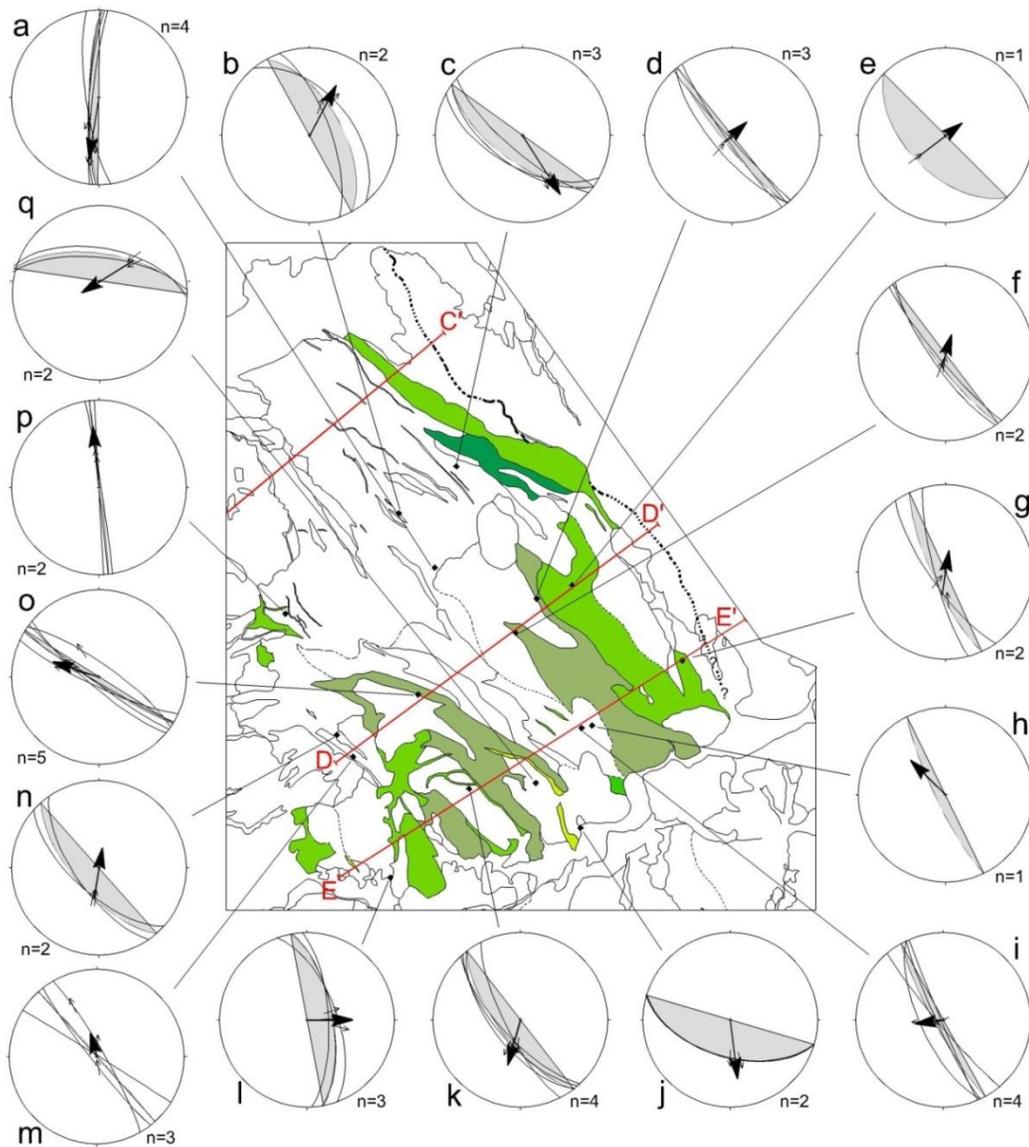


Fig. 4.25. Compendio de la información cinemática obtenida de las fábricas internas de las unidades intrusivas Kt* y Kg1* del complejo La Unión, y de las zonas de cizalla discretas que afectan a la cuarzdiorita Kqd* y a los granitoides Jt. Las regiones coloreadas en verde representan a las unidades intrusivas cretácicas. Los estereogramas muestran la dirección de las fábricas; las líneas dentro de cada estereograma indican el sentido del movimiento del bloque de techo deducido de los indicadores cinemáticos. Los valores promedio de la foliación y del sentido de la cizalla se muestran a través de los grandes círculos sombreados en gris y de las flechas en negrita. Se incluye la localización de los perfiles CC', DD' y EE' de la Fig. 4.2.

Al norte de La Unión, la presencia de intrusivos cretácicos es escasa. En esta zona afloran cuatro zonas de cizalla discretas que afectan a los granitoides jurásicos (Figs. 4.25a, 4.25b, 4.25c y 4.25p). En conjunto, de estos sitios no se obtiene ningún patrón claro.

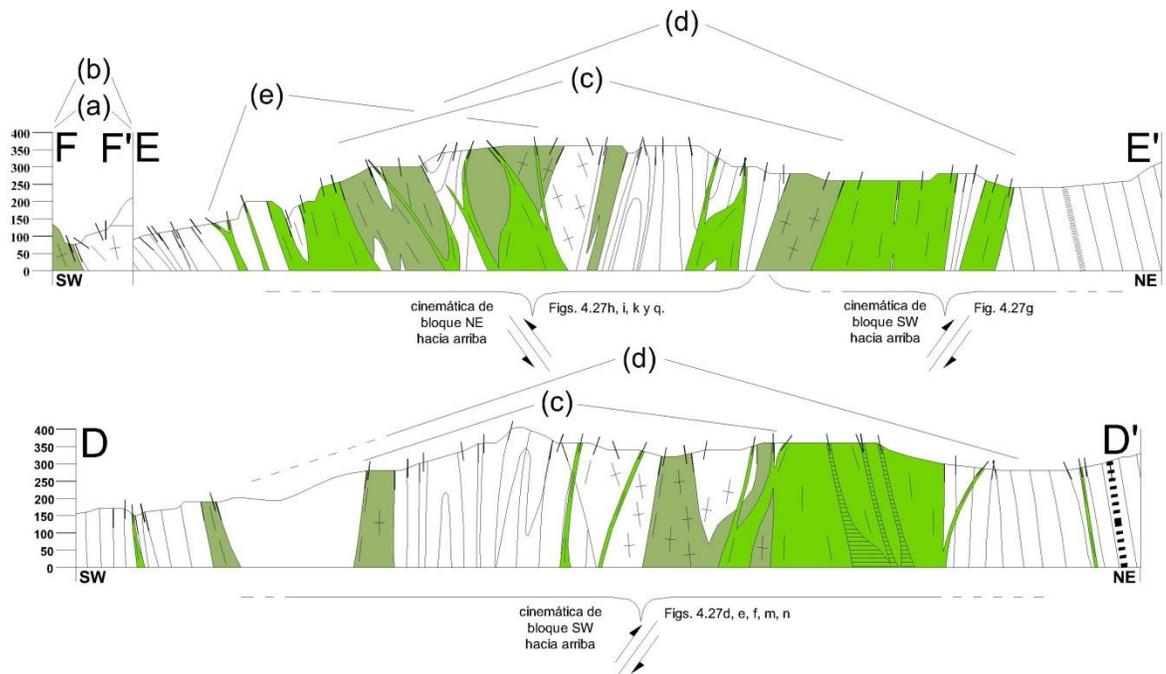


Fig. 4.26. Secciones estructurales DD', EE' y FF' en donde se indica la tendencia del sentido de cizalla en la deformación grabada en las fábricas internas de los intrusivos félsicos cretácicos y en las zonas de cizalla discretas que afectan a Jt y a Kqd*. Los patrones y la simbología es la misma que las de la Fig. 4.22. La localización de los perfiles se muestra en la Fig. 4.1.

Alrededor de la parte central de La Unión, el perfil D-D' (Fig. 4.2) incluye varios intrusivos cretácicos y se extiende cerca de los seis sitios correspondientes a las Figs. 4.25d, 4.25e, 4.25f, 4.25m, 4.25n y 4.25o. Cinco de los seis sitios ubicados cerca del perfil D-D' muestran una cinemática de bloque SW hacia arriba (Figs. 4.25d, 4.25e, 4.25f, 4.25m y 4.25n), la cual está representada en el perfil D-D' de la Fig. 4.26. En él, los diques y las

fábricas de estado sólido de los intrusivos félsicos tienden a inclinarse hacia el SE (Fig. 4.22d; perfil D-D').

Tabla 4.2. Descripción a escala de afloramiento y en lámina delgada (si se presenta) de los sitios en donde fueron obtenidos los datos cinemáticos de la deformación que imprimió las fábricas dúctiles internas en los cuerpos félsicos y las zonas de cizalla discretas en la cuarzo diorita y en los granitoides pre-Alisitos; todos ellos asignados a un solo evento de deformación.

Sitio	Unidad involucrada	Coordenadas UTM		Observaciones
		Zona	Latitud/Longitud	
a	Jt	12	206655/ 3167315	Cizalla discreta en tonalita fuertemente meteorizada con estructuras S-C que definen una cinemática izquierda en planta.
b	Jt	11	793028/ 3167675	Cizallas discretas de ~1/2 cm en tonalita meteorizada y cloritizada, con estructuras S-C que definen una cinemática izquierda en planta y líneas deformacionales restringidas a estos planos.
c	Jt	12	207014/ 3168588	Cizalla discreta de ~3 cm en tonalita moderadamente meteorizada, asociada a planos rellenos de epidota, con cinemática izquierda en planta e izquierda en perfil.
d	Kqd	12	208285/ 3166490	Cizalla discreta en cuarzo diorita de hbl-bt; con cinemática derecha según la línea.
e	Kg1	12	208420/ 3166546	Afloramiento extenso de cuerpo elongado de decenas de metros de granodiorita de bt-hbl, de textura muy esquistosa, con líneas minerales de qtz y bt, y estructuras incipientes S-C que indican una cinemática izquierda respecto a la línea.
f	Kg1	12	207953 /3165941	Afloramiento de granodiorita fuertemente milonitizada, con cinemática derecha en planta definida por porfiroclásticos de qtz de geometría sigmoide.
g	Kg1	12	210601/ 3165503	Afloramiento de granodiorita de bt-hbl con texturas esquistosas, líneas minerales, y cinemática derecha en perfil deducida de estructuras S-C incipientes.
h	Kt	12	209167/ 3164473	Afloramiento de tonalita de bt-hbl con fábricas esquistosas con estructuras S-C delineadas por la biotita que definen una cinemática izquierda según la línea.
i	Kt	12	209000/ 3164429	Zona de contacto entre tonalita de bt-hbl y milonita cuarzofeldespática; la tonalita tiene textura milonítica y claras estructuras S-C que definen una cinemática derecha en planta e izquierda de perfil.
j	Kqd	12	208983/ 3162847	Cizallas discretas en cuarzo diorita de hbl intensamente actinolitizada y cloritizada, con cinemática izquierda según la línea.
k	Kg1	12	207214/ 3163466	Dique de granodiorita de biotita-hornblenda, con plegamiento y texturas miloníticas. Muestra orientada con feldespatos sigmoides y truncados que definen una cinemática izquierda según la línea.
l	Kg1	11	793019/ 3162035	Dique de granodiorita de bt de 5 m de espesor, con texturas miloníticas. Muestra orientada con estructuras S-C delineadas por la biotita que definen una cinemática derecha según la línea.
m	Kg1	11	792337/ 3163921	Diques aplíticos de varios cm de espesor con estructuras S-C que definen una cinemática derecha en perfil.
n	Jt	11	792060/ 3164258	Planos de cizalla discreta de ~1/2 cm en tonalita de biotita que definen una cinemática derecha.
o	Kt	11	793314/ 3164958	Afloramiento de tonalita de bt-hbl con fábricas en estado sólido sinuosas y estructuras S-C incipiente. Muestra orientada con estructuras S-C' delineadas por la biotita que definen una cinemática izquierda de perfil.
p	Jt	11	791317/ 3166225	Planos de cizalla discreta en tonalita de bt-hbl de grano grueso, cloritizada; con estructuras S-C que definen una cinemática izquierda.
q	Kqd	12	208272/ 3163560	Cizalla discreta 2 m de espesor en cuarzo diorita de hbl con material félsico incorporado a la foliación; estructuras S-C y venas en echelón indican una cinemática izquierda según la línea.

Al sur y suroeste de La Unión, el perfil E-E' (Fig. 4.2) también incluye varios intrusivos cretácicos y se extiende cerca de los seis sitios correspondientes a las Figs. 4.25g, 4.25h, 4.25i, 4.25k, 4.25l y 4.25q. El sitio del extremo noreste obtenido de un cuerpo Kg1* tiene una cinemática de bloque SW hacia arriba (Fig. 4.25g). También al noreste de La Unión, los diques y las fábricas de estado sólido de los intrusivos félsicos tienden a inclinarse hacia el SW (Fig. 4.22d; perfil E-E'). De los cinco sitios restantes, cuatro tienen una cinemática contraria de bloque NE hacia arriba (Figs. 4.25h, 4.25i, 4.25k y 4.25q), por lo que se deduce que los diques y las fábricas de estado sólido de los intrusivos félsicos ubicados al suroeste de La Unión y de inclinación hacia el NE (Fig. 4.22e; perfil E-E') presentan ese sentido de cizalla (Fig. 4.26; perfil E-E').

En resumen, no se observa ningún patrón en las zonas de cizalla que afectan a los granitoides encajonantes del complejo La Unión. Sin embargo, se deduce que intrusivos félsicos que se localizan en el dominio noreste, cuya inclinación promedio es hacia el SW (Fig. 4.22d), presentan una deformación dúctil con cizalla de bloque SW hacia arriba; asimismo, aquellos localizados en el dominio suroeste, cuya inclinación promedio es hacia el NE (Fig. 4.22e), presentan una deformación dúctil con cizalla de bloque NE hacia arriba.

4.4. Petrografía y microestructuras de las rocas intrusivas

La moda de las muestras que representan a cada unidad intrusiva del Complejo La Unión es enlistada en la Tabla 4.3. Algunas características individuales se presentan a continuación.

4.4.1. Granitoides del Jurásico Superior (Jt)

De acuerdo con la composición modal, los granitoides del Jurásico Superior (Jt) varían de tonalita a granodiorita, con dominio de la biotita como fase máfica (Fig. 4.27a). La granularidad también varía de media a gruesa y la textura suele variar de protomilonítica a milonítica.

La plagioclasa se presenta como porfiroclastos de 1 a 5 mm subhedrales a redondeados. La intensidad del desgaste de sus fronteras cristalinas es variable y depende de la intensidad de la deformación dúctil que haya grabado la roca. La mayoría de las plagioclasas exhiben un

zonamiento discontinuo que suele ser normal, aunque también reportamos contados casos en los que el zonamiento es oscilatorio (muestra 47XI08; Fig. 4.27a).

Tabla 4.3. Moda de los granitoides jurásicos y de los intrusivos cretácicos del Complejo La Unión.

MUESTRA	MINERALES						
<i>Granitoides jurásicos (Jt)</i>							
	Pl	Kfs	Qtz	Am	Bt	Op	
01X07	59.3	-	16.6	2.2	21.5	0.5	
19X08	50.6	13.4	19.0	-	16.4	0.7	
07X07	50.6	-	24.1	-	25.3	-	
10X07	71.5	2.3	18.3	3.5	7.3	-	
47XI08	50.4	9.3	30.2	1.7	8.3	0.2	
50XI08	41.4	11.2	23.9	0.3	23.2	-	
48XI08	53.8	-	21.3	4.7	20.2	-	
17XII07	55.3	-	29.7	12.2	2.8	-	
<i>Intrusivos cretácicos (Kt*, Kgl* y Kg2*)</i>							
	Pl	Kfs	Qtz	Cpx	Am	Bt	Op
13X08	54.8	6.3	18.3	-	16.5	4.1	-
14X08	35.8	32.3	28.2	-	0.2	3.5	-
34XI08	22.3	40.2	35.0	-	-	2.5	-
46XI08	55.1	-	6.5	-	29.4	7.5	1.7
18X07	50.9	3.3	26.4	-	9.4	9.9	-
36XI08	72.7	-	10.4	-	7.1	9.8	-
05XI08	73.7	-	10.9	-	0.8	-	-
18XII07	46.0	34.1	19.5	14.5	-	0.3	-
07XI08	48.6	2.0	29.3	-	6.6	13.4	0.2
04XI08	61.4	9.3	23.7	3.4	2.2	-	-
06XI08	50.0	2.2	28.9	0.3	15.9	-	2.7
08XI08	71.4	7.3	8.6	-	5.0	7.0	0.7
10VI08	57.4	17.2	14.9	-	1.0	9.3	0.3
06VI06	40.7	20.0	17.0	-	3.3	19.0	-

Es común encontrar cristales con sobrecrecimiento. Los núcleos cristalinos de las plagioclasas a veces están sericitizados y/o caolinitizados penetrativamente. Sin embargo, en todas las muestras las plagioclasas comúnmente presentan una ligera caolinización. Algunos cristales de plagioclasa muestran maclas mecánicas. En la muestra 19X08 (Fig. 4.27a) se reportan cristales con fracturas intergranulares rellenas de biotita o epidota, o cristales truncados en arreglo tipo dominó. El feldespato potásico es poikilítico y contiene pertitas en gotas o exhibe pertitas en flama, maclado en tartán, y/o simplectitas (muestras 47XI08 y 50XI08; Fig. 4.27a).

El cuarzo define la folia de todas las muestras o se presenta como porfirocristales. El cuarzo que define la folia se distribuye como agregados recrystalizados de grano fino a muy fino (bulging) o como agregados recrystalizados elongados que forman listones incipientes. En la Fig. 4.28 se puede ver que en cinco de las siete (~71%) láminas delgadas representativas los granitoides Jt, el cuarzo presenta recrystalización por bulging. Por su parte, los porfirocristales relictos presentan extinción ondulada a extinción incipiente tipo

ajedrez. La biotita es café a rojiza, distribuidas en bandas sinuosas que delinean estructuras tipo S-C o S-C', o formando agregados desorientados.

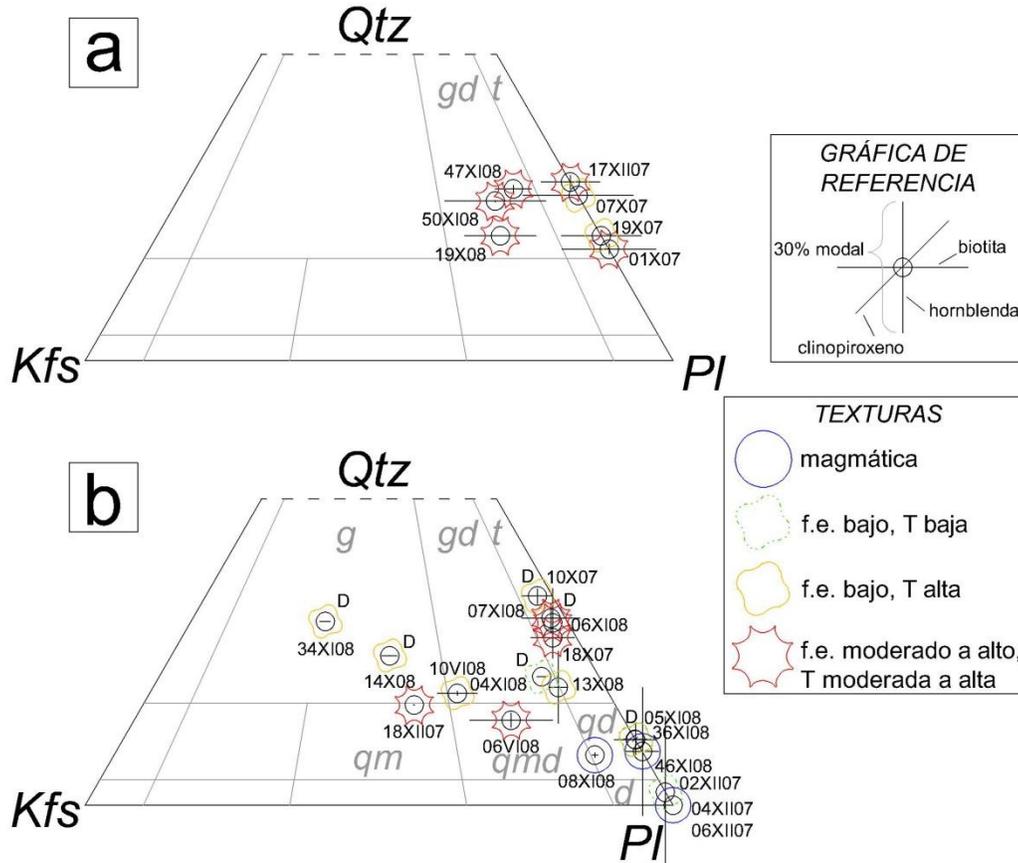


Fig. 4.27. Clasificación modal QAP y correspondientes texturas de los intrusivos félsicos del complejo volcánico-plutónico La Unión (después de Streckeisen, 1976). (a) Granitoides del Jurásico Superior que encajonan a las (b) unidades intrusivas del Aptiano-Albiano. La longitud de las barras en la gráfica de referencia representa el 30% modal de la correspondiente fase máfica. En la gráfica de referencia, las barras vertical y horizontal representan el contenido modal de la hornblenda y de la biotita, respectivamente. Abreviaciones: d=diorita, qd=cuarzodiorita, t=tonalita, gd=granodiorita, g=granito, qmd=cuarzomonzodiorita; qm= cuarzo monzonita. La letra D representa a aquellas muestras que fueron obtenidas de diques.

Cuando se presentan, los granos de hornblenda son verde claro y se encuentran completamente embebidos dentro de dominios ricos en biotita o contienen cristales individuales de biotita dentro de sus planos de clivaje, lo que sugiere recristalización local. A veces presentan fracturamiento incipiente que sigue los planos de su clivaje, pero en otras ocasiones exhibe geometrías tipo fish o boudines que se incorporan a la folia. En la muestra 19X08 incluyen un alto contenido de fracturas intergranulares rellenas de epidota.

Los minerales accesorios de esta unidad incluyen epidota, esfena (¿secundaria?), apatito y hematita. Esta última suele distribuirse en bandas a lo largo del eje c de la biotita.

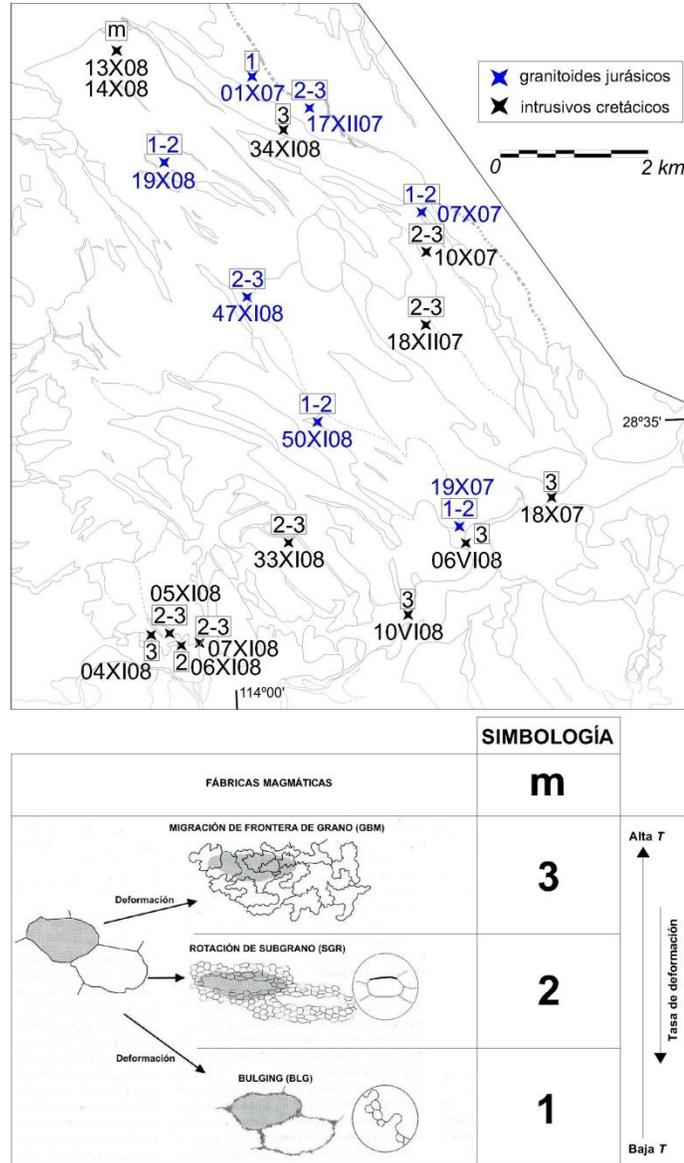


Fig. 4.28. Localización de las muestras analizadas petrográficamente y los mecanismos de recrystalización dominantes (Passchier y Trouw, 2005) en los cristales de cuarzo de cada muestra representativa de los granitoides jurásicos (Jt; en azul) y de los intrusivos félsicos cretácicos (Kt*, Kg1* y Kg2*; en negro) del complejo La Unión.

4.4.2. Gabro de dos piroxenos (KgA*)

Estas rocas están representadas por la muestra 30XI08, la cual tiene una textura idiomórfica granular de grano medio. La plagioclasa dominante es la labradorita, cuyo tamaño varía de

0.4 a 1.3 mm. Las fronteras granulares entre los cristales de plagioclasa son ligeramente sinuosas. Los cristales de plagioclasa suelen presentar fracturas intragranulares sin orientación preferente. Algunos cristales tienen zonamiento normal discontinuo a oscilatorio, todos ellos con núcleos de integridad pobre (de geometría irregular y fronteras sinuosas; Fig. 4.29a), lo que sugiere reabsorción. El clinopiroxeno es granular eu-subhedral, en ocasiones con presencia de segmentos desorientados. El ortopiroxeno también es granular de grano medio. La hornblenda es verde-café, de grano muy grueso y textura poiquilítica, con inclusiones de grano medio de plagioclasa y clinopiroxeno. Contiene opacos como accesorios.

4.4.3. Cuarzodiorita de hornblenda-biotita (Kqd*)

Estas rocas están representada por las muestras 08XI08, 36XI08 y 46XI08 (Fig. 4.27b). Su textura es idiomórfica de grano grueso. La plagioclasa es de ~1.5mm, y generalmente presenta zonamiento normal que puede ser discontinuo u oscilatorio. Los cristales con zonamiento discontinuo presentan núcleos de andesina y bordes de oligoclasa, aunque también reportamos núcleos corroídos presumiblemente más cálcicos. Los cristales con zonamiento oscilatorio llegan a presentar anillos composicionales con sericitización o epidotización selectiva y/o núcleos ovoides cálcicos. En la muestra 46XI08, los núcleos ovoides de las plagioclasas presentan fracturas intragranulares paralelas entre sí. En todas las muestras hay plagioclasas cuyos núcleos exhiben fracturas intragranulares rellenas por fases tardías con continuidad óptica con sus bordes cristalinos o con la matriz circundante (Fig. 4.29b), sugiriendo fracturamiento con presencia de fundido. También se distinguen algunos cristales con anillos composicionales conteniendo inclusiones de hornblenda de grano muy fino. Una de las muestras (08XI08; Fig. 4.27b) contiene feldespatos potásicos de textura granular a intersticial que en ocasiones exhibe maclado tartán.

El cuarzo se presenta como granos intersticiales con extinción ondulada o como dominios de agregados recristalizados del mismo tamaño entre sí. La hornblenda es verde claro, subhedral de grano medio a fino, que en la muestra 36XI08 contiene biotita en sus planos de clivaje, sugiriendo recristalización local. También en la muestra 36XI08 la hornblenda llega a presentar segmentos desorientados. Por su parte, la biotita es café-rojiza y se

presenta como hojas desorientadas, los cuales se distribuyen en bandas o rellenan fracturas intergranulares.

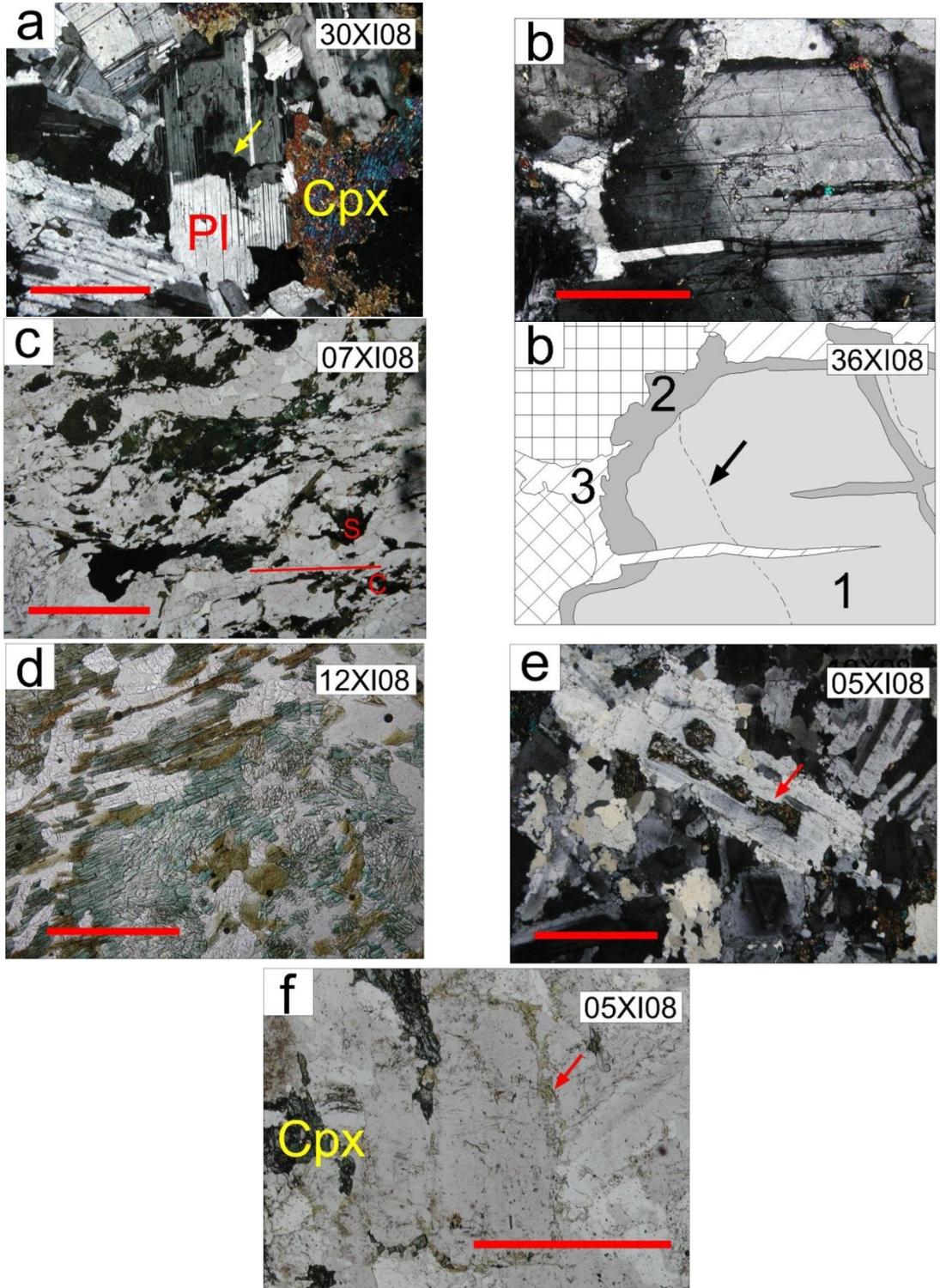


Fig. 4.29. Algunas texturas y microestructuras de las unidades intrusivas del complejo La Unión. (a) Núcleo cristalino de integridad pobre (flecha) en labradorita en KgA*. (b) Cristal individual de plagioclasa representado en tonos grises, rodeado por granos de plagioclasa (achurado en cuadros), feldespatos potásicos (achurado en rombos) y cuarzo (achurado de líneas diagonales) en Kqd*. El cristal individual de plagioclasa (1) presenta un zonamiento normal discontinuo y fracturas intragranulares en continuidad óptica con el borde composicional (2). También incluye fracturas intragranulares en continuidad óptica con el cuarzo circundante (3). Los granos de plagioclasa contienen segmentos desorientados, delimitados por las líneas punteadas ubicadas dentro del grano de plagioclasa (flecha). (c) Estructuras S-C delineadas por dominios ricos en biotita y por porfirocristales sigmoides de hornblenda en Kt*. (d) Biotita entre los planos de clivaje de la hornblenda, sugiriendo recristalización local en Kd2. (e) Núcleo cristalino de integridad pobre (flecha) y pervasivamente epidotizado en andesina-oligoclasa en los diques KtB. (f) Lámina delgada teñida, en donde se aprecia feldespato potásico (flecha) en los bordes cristalinos de dos plagioclasas de los diques KtB. Las barras de escala gráfica representan 0.1 cm para (a), (f), (e) y (c), y 0.05 cm para (d) y (b). En el extremo superior derecho se incluye la muestra de la cual fueron obtenidas las imágenes.

4.4.4. Tonalita de hornblenda-biotita (Kt*)

La tonalita de hornblenda-biotita está representada por las muestras 06XI08, 07XI08 y 18X07 (Fig. 4.27). Su textura varía de hipidiomórfica a aliotromórfica, con una granularidad de grano grueso a grano fino. La plagioclasa suele presentar zonamiento normal discontinuo u oscilatorio, cuyos núcleos comúnmente están compuestos de andesina-oligoclasa con bordes más sódicos. Sin embargo, también reportamos anillos con sericitización o epidotización y/o núcleos corroídos de composición más cálcica. La plagioclasa también suele estar fracturada y tener maclas mecánicas. Cuando se presenta, el feldespato potásico es anhedral, de grano fino, con maclado tartán incipiente. Al igual que la plagioclasa, el feldespato potásico tiene bordes cristalinos identados y desgastados. El cuarzo también es anhedral, algunos de ellos con fronteras lobulares. Suelen tener extinción en ajedrez incipiente y/o lamelas de deformación. La hornblenda es verde claro a café, subhedral, de grano medio, en ocasiones parcialmente actinolitizada y a veces con un número reducido de inclusiones de clinopiroxeno. La hornblenda en ocasiones también presenta fracturas frágiles según su clivaje. La biotita es roja-café, de grano medio a grueso, elongada en dirección de la foliación. A veces está ligeramente cloritizada. Presenta un contenido relativamente alto en epidota que, junto con la actinolita, puede estar asociada a un evento hidrotermal. Incluye opacos y zircón como minerales accesorio. La muestra más deformada es la 07XI08, que es protomilonítica de grano medio. El cuarzo se presenta como agregados recristalizados equigranulares con fronteras saturadas y sin

extinción. El feldespatos potásico tiene mirmekitas y no exhibe maclado tartán. La biotita es café-rojiza y, junto con la hornblenda sigmoide, delinea estructuras S-C (Fig. 4.29c).

4.4.5. Cuarzomonzodiorita, granodiorita y granito de biotita-hornblenda (Kg1*)

Esta unidad está conformada por cuerpos de granodiorita y cuarzomonzodiorita de biotita-hornblenda y por cuerpos de granito y cuarzomonzonita de biotita. Para describir la petrografía de la granodiorita y cuarzomonzodiorita de biotita-hornblenda obtuvimos dos muestras: una con una textura hipidiomórfica granular de grano medio y otra con textura milonítica. La muestra 10VI08 de textura hiidiomórfica contiene plagioclasas con fronteras cristalinas indentadas a lobulares. Comúnmente exhiben zonamiento normal con núcleos de andesina con fracturas intragranulares y bordes de oligoclasa sin fracturamiento. También hay plagioclasas con zonamiento oscilatorio. Los granos de mayor tamaño alcanzan los 2 mm y contienen fracturas rellenas por fases tardías. El cuarzo exhibe una clara extinción en ajedrez. La biotita es café-rojiza y se presenta en cristales anhedrales de textura intersticial; algunos de ellos están ligeramente cloritizados. Por su parte, la hornblenda llega a tener segmentos desorientados. La muestra más deformada es la 06VI08, tiene plagioclasas de hasta 3mm, con fracturas intergranulares rellenas de biotita rojiza y de hornblenda de color verde claro. Muchas de las plagioclasas incluyen caolinización moderada. El cuarzo se presenta en dominios de mosaicos recristalizados con extinción ondulada, elongados en dirección paralela a la foliación. Los mosaicos recristalizados de cuarzo coalescen alrededor de los cristales de cuarzo de mayor tamaño. En las muestras 10VI08 y 06VI08, las plagioclasas suelen tener segmentos desorientados y el feldespatos potásico es de grano medio a fino, con pertitas en flama, maclado tartán y un número reducido de mirmekitas.

Para describir la petrografía de las rocas de granito y cuarzomonzonita de biotita obtuvimos las muestras 18XII07 de un afloramiento masivo, la muestra 14X08 de un bandeamiento composicional (Fig. 4.7) y la muestra 34XI08 de un dique, todos ellos intrusionando rocas de granodiorita y cuarzomonzodiorita.

La muestra 18XII07 tiene una textura milonítica, en donde los feldespatos son anhedrales, ligeramente elongados en dirección de la foliación y embebidos dentro de la folia. La folia está distribuida en dominios de agregados recristalizados de cuarzo. El feldespatos potásico

tiene evidentes pertitas de flama y/o mirmekitas de grano fino. La biotita también está elongada y suele rellenar el fracturamiento intergranular de los feldespatos.

Tabla 4.4. Geoquímica de roca total y datos de la norma CIPW de los granitoides pre-Alisitos (Jt), de la tonalita de hornblenda-biotita (Kt), la cuarzo monzodiorita-granodiorita-granito de biotita/hornblenda (Kg1) y la diorita de hbl (Kd2) del complejo volcánico-plutónico La Unión.

Roca (Unidad intrusiva)	ton bt-hbl (Jt)	ton bt-hbl (Jt)	toba (Jv)	toba (Jv)	ton hbl-bt (Kt)	qmd bt-hbl (Kg1)	dio hbl (Kd2)
Muestra	02VI08	17XI07	30VII06	65VII07	18X07	06VI08	08VI08
Coordenadas N	209765/	207499/	791807/	206708/	210860/	209674/	209674/
Coordenadas E	3167574	3169505	3167521	3169941	3164088	3163471	3163471
Código analítico	4Litho	4Litho	4Litho	4B	4Litho	4Litho	4Litho
<i>(a) Elementos mayores (% peso)</i>							
SiO ₂	69.20	63.43	73.54	65.37	67.50	67.80	51.24
TiO ₂	0.49	0.57	0.38	0.83	0.53	0.52	1.28
Al ₂ O ₃	14.19	15.80	12.85	16.06	14.44	14.87	16.17
Fe ₂ O ₃ ¹	5.31	5.12	2.98	5.22	4.59	4.27	11.99
MnO	0.09	0.11	0.05	0.12	0.09	0.12	0.23
MgO	1.11	2.21	0.69	1.30	1.45	1.68	3.86
CaO	2.25	4.39	0.70	4.34	3.72	3.21	7.57
Na ₂ O	4.28	3.21	4.11	4.24	3.40	3.30	3.13
K ₂ O	2.58	2.53	4.60	2.23	2.99	3.19	1.39
P ₂ O ₅	0.16	0.16	0.09	0.29	0.15	0.13	0.24
LOI	0.79	1.97	0.49	1.32	0.55	0.72	1.37
Total	100.43	99.49	100.00	100.00	99.40	99.80	98.47
<i>(b) Norma CIPW (% peso)</i>							
Q	26.55	21.45	28.73	20.01	25.66	26.07	3.33
Or	15.36	15.39	27.17	13.17	17.94	19.09	8.55
Ab	36.40	27.96	34.74	35.89	29.20	28.27	27.54
An	10.20	21.34	2.9	18.20	15.54	15.26	27.00
Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	0.67	0.19	0.06	0.00	0.00	0.47	0.00
Di	0.00	0.00	0.00	1.24	1.82	0.00	8.68
Hy	7.47	10.16	4.02	7.10	6.68	7.88	17.95
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	2.05	2.02	1.44	2.16	1.79	1.66	3.84
Il	0.93	1.11	0.73	1.57	1.02	1.00	2.52
Ap	0.37	0.38	0.21	0.66	0.35	0.31	0.58
Mg#	36.02	53.77	38.32	38.37	45.98	51.51	44.75
<i>(c) Elementos traza (ppm)</i>							
Ba	678.0	600.0	530.0	554.0	541.0	606.0	160.0
Rb	67.0	69.0	91.0	-	82.0	86.0	51.0
Sr	244.0	310.0	68.0	253.0	201.0	188.0	295.0
Zr	136.0	129.0	270.0	160.0	203.0	150.0	87.0
Y	22.0	20.0	31.0	26.0	25.0	22.0	27.0
Nb	6.0	6.0	5.0	-	4.0	8.0	3.0
Th	6.2	6.4	5.3	6.1	7.1	10.4	1.0
Pb	-	10.0	-	9.0	7.0	15.0	8.0
Ga	16.0	17.0	13.0	-	16.0	16.0	19.0
Zn	50.0	90.0	40.0	71.0	60.0	160.0	160.0
Cu	120.0	10.0	10.0	16.0	20.0	60.0	30.0
Cr	280.0	230.0	230.0	189.0	260.0	310.0	130.0
Ni	20.0	-	-	30.0	-	-	-
V	61.0	104.0	30.0	100.0	85.0	74.0	313.0
Hf	4.3	3.2	6.7	4.4	5.3	4.9	2.9
Cs	1.5	2.3	-	1.9	1.6	1.7	2.6
Sc	11.0	13.0	9.0	20.2	13.0	11.0	34.0
Ta	0.5	0.6	0.4	-	0.4	0.8	0.2
Co	7.0	11.0	7.0	8.0	8.0	8.0	28.0
U	1.8	1.4	2.3	2.1	1.6	2.3	0.5
<i>(d) Elementos de tierras raras (ppm)</i>							
La	18.50	20.60	13.3	22.20	18.80	21.40	9.60
Ce	38.30	39.80	32.3	46.00	35.30	43.70	22.40
Pr	5.41	4.39	4.12	-	4.14	5.11	3.35
Nd	19.30	16.40	17.20	19.00	16.80	18.10	15.00
Sm	4.31	3.70	4.50	5.50	4.10	3.90	4.20
Eu	1.02	0.93	0.90	1.70	0.89	0.81	1.50
Gd	3.90	3.40	4.50	-	4.20	3.70	4.80
Tb	0.60	0.60	0.80	-	0.70	0.60	0.80
Dy	3.90	3.50	5.10	-	4.40	4.10	5.20
Ho	0.90	0.70	1.10	-	0.90	0.90	1.10
Er	2.60	2.30	3.60	-	2.90	2.80	3.50
Tm	0.39	0.35	0.59	-	0.45	0.42	0.51
Yb	2.50	2.20	3.90	3.50	2.90	2.60	3.10
Lu	0.38	0.32	0.59	0.50	0.43	0.38	0.46

Abreviaciones: Fe₂O₃^T = hierro total expresado como Fe₂O₃; Mg# = 100 Mg²⁺/(Mg²⁺ + Fe²⁺), atómico; FeO^T = hierro total expresado como FeO.

Las muestras 14X08 y 34XI08 tienen textura aliotromórfica de grano medio. En ellas, las plagioclasas tienen zonamiento normal discontinuo, suelen presentar maclas mecánicas, fronteras cristalinas indentadas a sinuosas, sericitización y/o epidotización selectiva. El feldespato potásico presenta abundantes pertitas de flama y contienen fracturas intragranulares en continuidad óptica con el cuarzo circundante, que indican deformación con presencia de fundido. El cuarzo se presenta como agregados recrystalizados de granularidad variable con una evidente extinción en ajedrez, que indican deformación a alta temperatura.

4.4.6. Cuarzodiorita y granodiorita de hornblenda-clinopiroxeno (Kg2*)

Esta unidad está representada por las muestras 36X07 y 04XI08, ambas de textura aliotromórfica granular de grano fino, con granos de tamaño entre 0.2 y 1.5 mm. La plagioclasa es anhedral, de fronteras dentadas (indented) a lobulares; en la muestra 36X07 la plagioclasa presenta maclas mecánicas y/o segmentos desorientados. Los cristales están moderadamente caolinitizados o parcialmente epidotizados. El cuarzo se presenta como agregados recrystalizados que llegan a exhibir extinción ondulada apenas perceptible (muestra 04XI08) o extinción tipo ajedrez (muestra 36X07). El clinopiroxeno es de grano fino y de textura granular anhedral a subofítica. En la muestra 36X07, el clinopiroxeno está en asociación mineral con hornblenda intersticial de color verde oscuro que suele rellenar las fracturas intergranulares del clinopiroxeno, lo que sugiere deformación con presencia de fundido. Las muestras analizadas de esta unidad tienen un alto contenido de accesorios, incluyendo titanita, zircón, opacos y apatito. Eventualmente, también incluye esfena (¿secundaria?).

Vale la pena señalar que en 11 de las 12 (~92%) láminas delgadas representativas de estas rocas, de la tonalita Kt* y de la granodiorita y cuarzomonzodiorita Kg1*, el cuarzo exhibe una recrystalización por migración de frontera de grano (Fig. 4.28).

4.5. Geoquímica de roca total

Se realizó el análisis geoquímico de roca total en las rocas pre-Alisitos a partir de una metatoba (Jv; muestra 30VII06) y de una milonita cuarzofeldespática (¿metasamita?; muestra 65VII07) correspondiente a las pantallas del Triásico(?)-Jurásico Superior y dos

muestras de los granitoides del Jurásico Superior (Jt; muestras 17XII07 y 02VI08). En el caso de los intrusivos cretácicos, se analizó la tonalita de hornblenda-biotita (Kt*; muestra 18X07) y una cuarzomonzodiorita de biotita-hornblenda representativa de la unidad Kg1* (muestra 06VI08). Los resultados de los análisis geoquímicos son enlistados en la Tabla 4.4.

4.5.1. Intrusivos cretácicos

En las Figs. 4.30 y 4.31 la composición de los elementos mayores y traza de las rocas Kt* y Kg1* son incluidas en los diagramas Harker de los elementos mayores y traza de Nuevo Rosarito, respectivamente. De estos diagramas se obtienen dos observaciones. La primera es que la composición los elementos mayores de las muestras representativas de Kt* y Kg1* continúan el patrón rectilíneo o curvilíneo que presentan las unidades félsicas de Nuevo Rosarito (Fig. 4.30). Caso similar ocurre con la composición de los elementos traza (Fig. 4.q), en donde los patrones de las unidades félsicas tienden a aumentar (Th y Cr), disminuir (Sr, V, Y y Sc) o aumentar hasta las muestras con 74% de sílice, a partir de donde disminuye su contenido en Ba y Rb conforme aumenta la sílice. El contenido de U, mayor en Kg1* respecto a Kt* y Kg1*, no sigue el patrón que presentan el resto de las unidades félsicas, lo que sugiere la cristalización de allanita o presencia de ilmenita en las rocas Kg1*. La segunda observación que se aprecia en las Figs. 4.30 y 4.31 es que la composición de los elementos mayores y traza de las rocas Kt* y Kg1* es muy parecida. Sin embargo, tal como se muestra en la Tabla 4.4, la norma de la cuarzomonzodiorita Kg1* incluye corindón normativo (0.47%) a diferencia de la tonalita Kt* que incluye diopsida normativa (1.8%). Las abundancias de las REE normalizadas a condrita de la muestra representativa de la tonalita Kt* (18X07; Fig. 4.32) tiene de 13 a 57 veces los niveles condríticos, con un fraccionamiento modesto en las LREE (La/Sm_{CN} 2.8), una modesta anomalía negativa de Eu (Eu* 0.65) y patrones planos en las HREE.

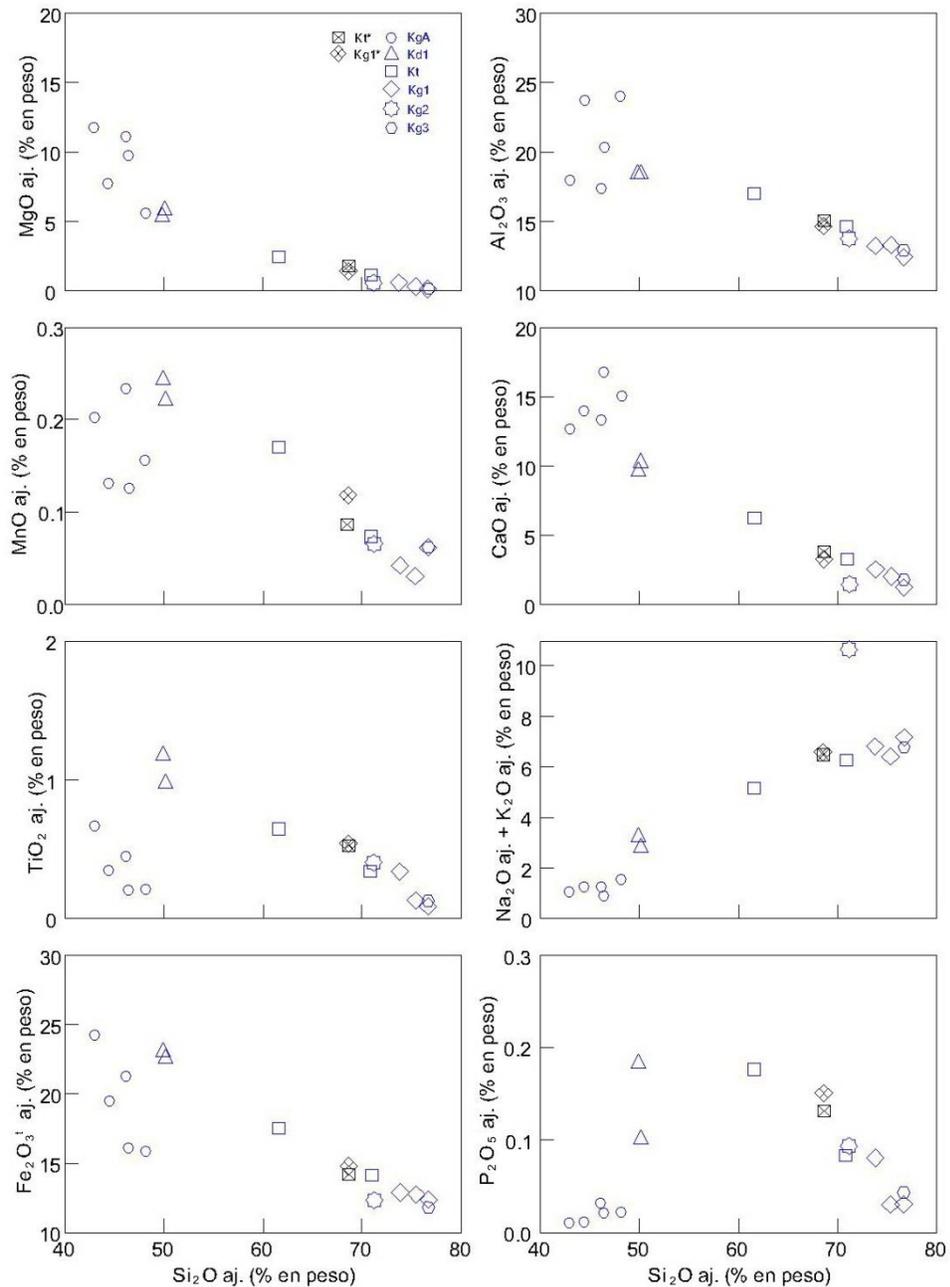


Fig. 4.30. Diagramas Harker de óxidos de elementos mayores de muestras representativas de la tonalita de hornblenda-biotita (Kt*) y de la cuarzomonzodiorita, granodiorita y granito de biotita-hornblenda (Kg1*), incluidas junto con la composición de los elementos mayores de las unidades félsicas de la serie intrusiva Nuevo Rosarito. Los elementos mayores son recalculados al 100% con base anhidra (prefijo aj.).

Las abundancias de las REE normalizadas a condrita de la muestra representativa de la unidad de cuarzomonzodiorita, granodiorita y granito Kg1* (06VI08; Fig. 4.32) tiene 11 a 65 veces los niveles condríticos, también con un modesto fraccionamiento en las LREE

(La/Sm_{CN} 3.4), una modesta anomalía negativa de Eu (Eu^* 0.65) y patrones planos en las HREE. De acuerdo con el diagrama multi-elementos de la Fig. 4.33, Kt^* y $Kg1^*$ presentan patrones muy similares.

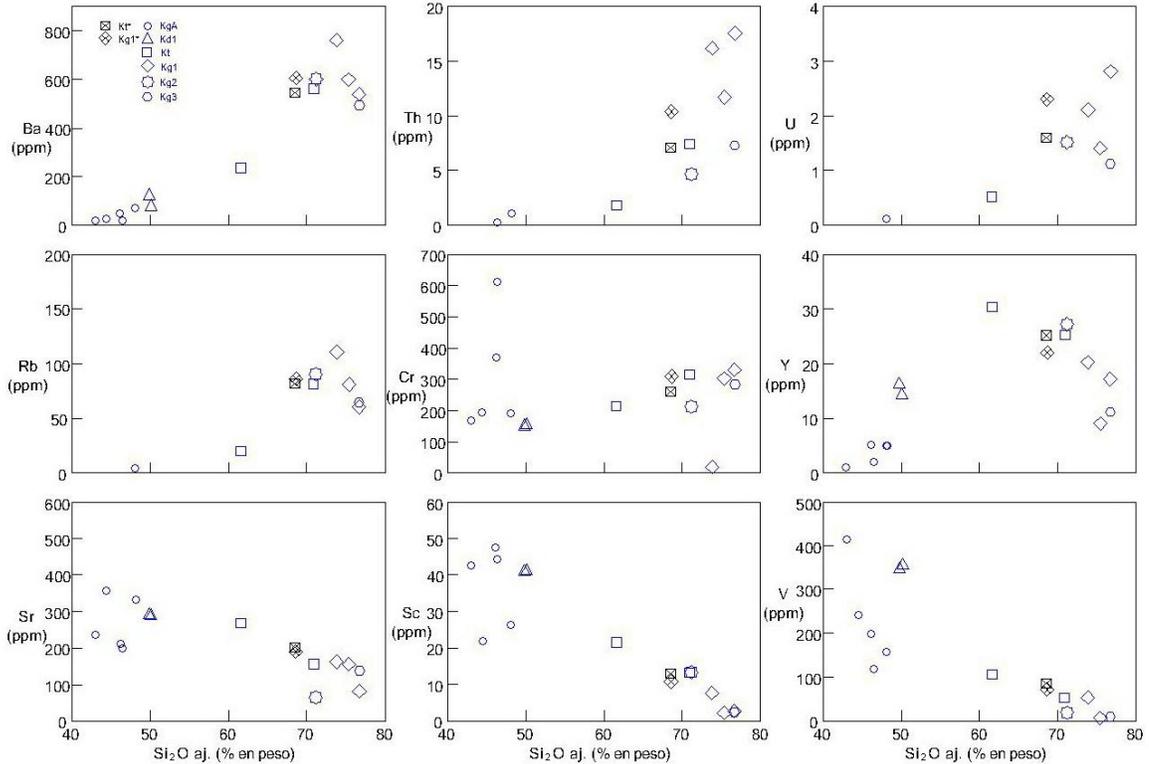


Fig. 4.31. Diagramas Harker de óxidos de elementos traza de muestras representativas de la tonalita de hornblenda-biotita (Kt^*) y de la cuarzomonzodiorita, granodiorita y granito de biotita-hornblenda ($Kg1^*$), incluidas junto con la composición de los elementos traza de las unidades félsicas de la serie intrusiva Nuevo Rosarito. La sílice es recalculada al 100% con base anhidrida (prefijo aj.).

Ambas muestras exhiben un evidente enriquecimiento en los elementos compatibles con un patrón casi plano desde el Rb hasta el K. Presentan un marcado empobrecimiento en Nb y Ti, y una anomalía positiva en Zr. Los valores del Y son mayores al Ti. Aún así, tienen diferencias: $Kg1^*$ presenta abundancias ligeramente mayores en los elementos más compatibles y abundancias menores en los menos compatibles respecto a Kt^* .

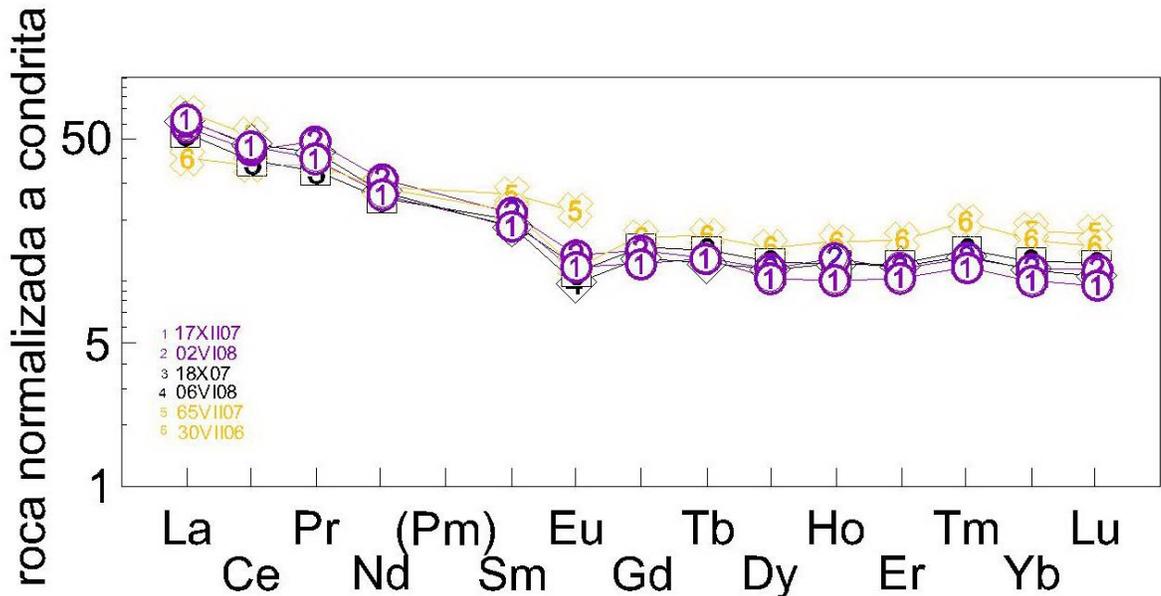


Fig. 4.32. Patrones de REE normalizados a condrita de muestras representativas de los granitoides del Jurásico Superior (Jt; muestras 17XII07 y 02VII08), pantallas pre-Jurásico Superior de depósitos metavolcánicos (Jv; muestra 30VII06) y metavolcanoclásticos (Jvc; muestra 65VII07), de la tonalita de hornblenda-biotita (Kt*; muestra 18X07), de cuarzomonzodiorita-granodiorita-granito de biotita-hornblenda (Kg1*; muestra 06VI08). Los valores de referencia fueron obtenidos por Nakamura (1974) y Haskin *et al.* (1968).

De acuerdo con el diagrama de Fe* ($Fe^* = FeOt / (FeOt + MgO)$; Frost *et al.*, 2001), las muestras representativas de Kt* y Kg1* son magnesianas (Fig. 4.34a).

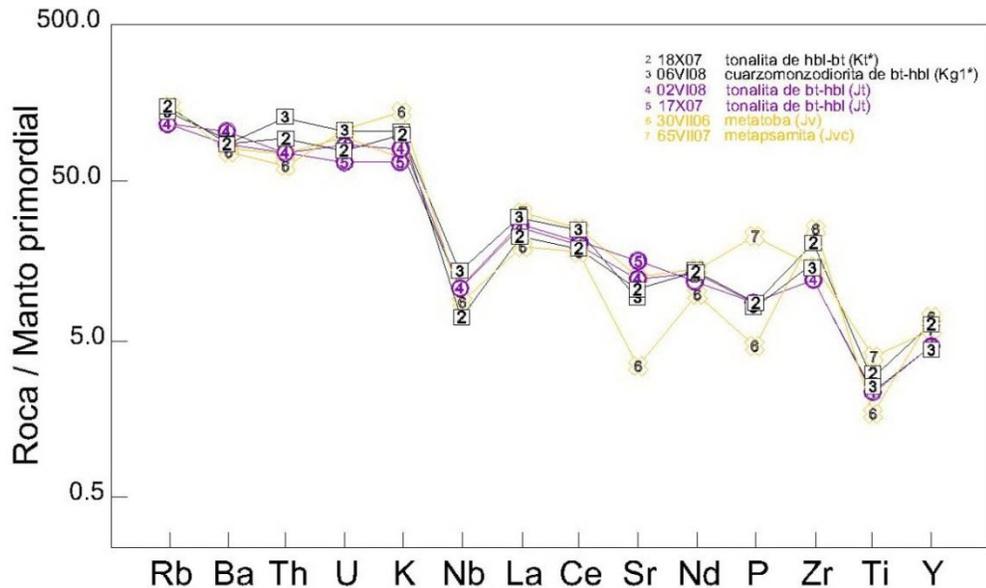


Fig. 4.33. Diagrama multi-elementos de los intrusivos cretácicos (2-3) y de las rocas pre-Alisitos (4-7) del complejo La Unión. Los valores de referencia fueron obtenidos de Palme y O'Neill (2003).

Según el índice calco-alcalino modificado (MALI $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}]$; Frost *et al.*, 2001), estas muestras están en el límite o dentro del campo calcoalcalino (Fig. 4.34b).

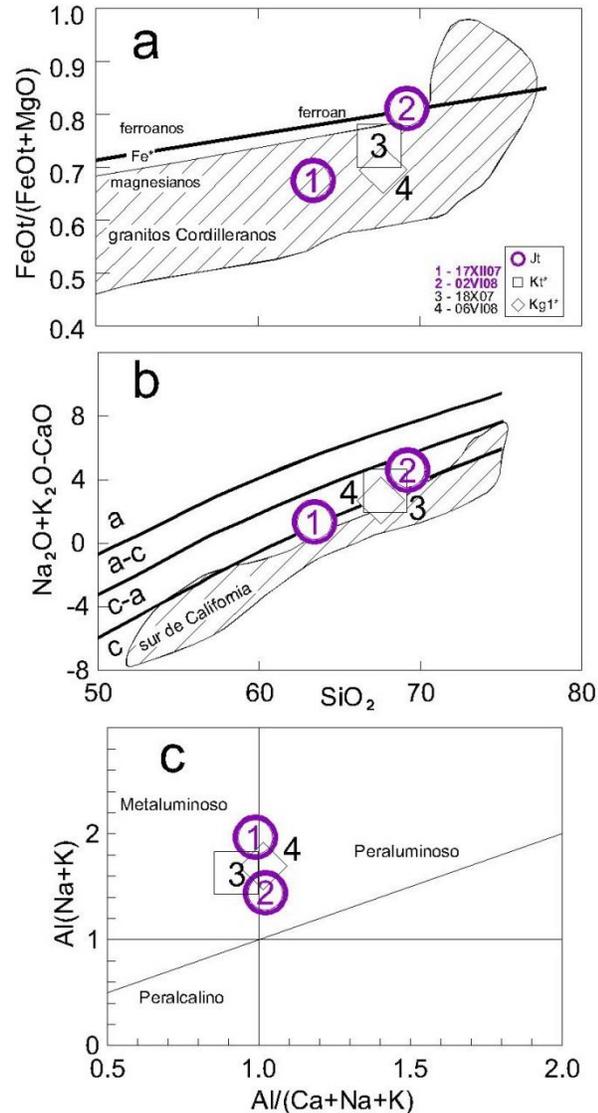


Fig. 4.34. Diagramas para la clasificación geoquímica de granitoides del complejo La Unión de acuerdo con Frost *et al.* (2001). (a) Diagrama $\text{FeO}^I/(\text{FeO}^I + \text{MgO})$ vs. SiO_2 en donde se incluye la frontera entre los plutones ferroanos y magnesianos (línea continua) y el rango composicional de los batolitos Mezosoicos Cordilleranos (área delineada). (b) Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs. SiO_2 que incluye el rango composicional de los batolitos Mezosoicos Cordilleranos (área delineada). (c) Diagrama del índice de saturación de alúmina.

De acuerdo al índice de saturación de alúmina (ASI, $\text{Al}/[\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}]$; Shand, 1943) la muestra representativa de la unidad Kt* es metaluminosa (ASI 0.93) mientras que la muestra representativa de la unidad Kg1* es peraluminosa (ASI 1.01).

Según el diagrama de discriminación tectónica Y+Nb vs Rb de Pearce *et al.* (1984) de la Fig. 4.35, los intrusivos félsicos cretácicos tienen afinidad de arco volcánico. De acuerdo con los parámetros de Chappell y White (1974), las muestras representativas de Kt* y de Kg1* tienen firmas geoquímicas típicas de granitos tipo I, con Na₂O en el rango de 3.3 a 3.4%; ASI con valores de 0.93 a 1.01; y diopsida normativa o corindón normativo de 0.47% (Tabla 4.4).

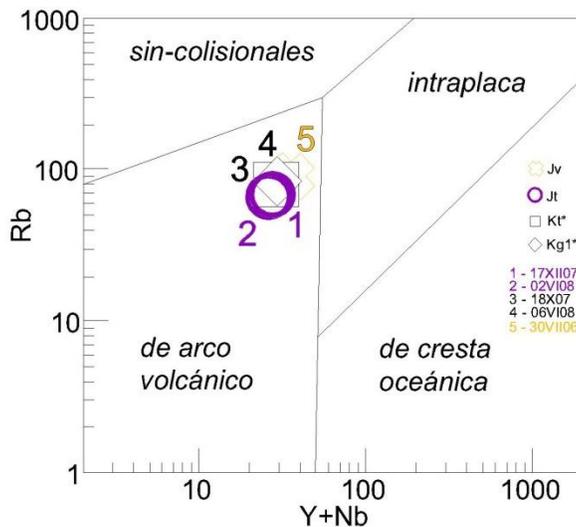


Fig. 4.35. Diagrama de discriminación tectónica Nb vs Y+Nb para rocas graníticas según Pearce *et al.* (1984) aplicado a los intrusivos jurásicos y cretácicos del complejo La Unión.

4.5.2. Roca encajonante pre-Alisitos

4.5.2.1. Pantallas metavolcanoclásticas del Triásico(?)-Jurásico Superior

En comparación con los intrusivos félsicos del complejo La Unión, la muestra 65VII07 tiene un contenido moderado de sílice (SiO₂ 65.4%), un contenido relativamente alto en alúmina (Al₂O₃ 16.1%), hierro total (Fe₂O₃^t 5.2%), calcio (CaO 4.3%), sodio (Na₂O 4.2%) y fósforo (P₂O₅ 0.3%). De acuerdo con Middleton (1960), estos valores son similares a la composición promedio de las grauvacas: sílice moderado (64.7 – 68.1%), alúmina alta (14.8 – 15.4%), hierro total en tercer lugar de abundancia (4.4 – 5.4%), seguido del sodio (2.6 – 3.1%) y del calcio (2.3 – 6.1%), con un contenido relativamente alto en P₂O₅ (0.2%), lo que puede sugerir que el protolito es una grauvaca. Como se muestra en la Fig. 4.32, sus abundancias de REE normalizadas a condrita superan 12 a 40 veces los niveles condriticos (La/Yb_{CN} 2.3), con un fraccionamiento ligero en las LREE (La/Sm_{CN} 1.8), una anomalía negativa relativamente modesta de Eu y patrones planos en las HREE.

En el caso de la muestra 30VII06, su alto contenido de sílice (SiO_2 73.5%), sodio (Na_2O 4.1%) y potasio (K_2O 4.6%), y relativamente bajo en hierro total (Fe_2O_3 3.0%) y magnesio (MgO 0.7%) en comparación con los intrusivos félsicos, sugiere que la metatoba es de composición dacítica a riolítica. Esta muestra presenta abundancias en las REE que superan 15 a 67 veces los niveles condriticos ($\text{La}/\text{Yb}_{\text{CN}}$ 4.2), un fraccionamiento moderado en las LREE ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{CN}}$ 2.5) y aparentemente una ligera anomalía negativa de Eu (Fig. 4.32).

En el diagrama multi-elementos (Fig. 4.33), se observa que los elementos más compatibles de ambas muestras presentan un patrón cóncavo con una ligera anomalía negativa en Th. También exhiben empobrecimiento en Nb, Ti y Sr, cuyas magnitudes son mayores en la muestra 30VII06 que en la muestra 65VII07. También se observa en la Fig. 4.33 que la muestra 30VII06 tiene una anomalía negativa en P y positiva en Zr, mientras que la muestra 65VII07 tiene una anomalía positiva en P, sin anomalía en Zr.

4.5.2.2. Granitoides del Jurásico Superior

En comparación con los intrusivos cretácicos, los granitoides jurásicos presentan corindón normativo (0.19 - 0.67%), no contienen diopsida normativa e incluyen una concentración relativamente mayor en hiperstena normativa (7.5 – 10.2%), magnetita normativa (~2.0%) y apatito normativo (~0.37%).

Los granitoides jurásicos son magnesianos de acuerdo al diagrama de Fe^* ($\text{Fe}^* = \text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$; Frost *et al.*, 2001). En el mismo diagrama se observa que la muestra 02VI08 no se encuentra dentro del campo de los granitoides Cordilleranos (Fig. 4.34a).

Según el índice calco-alcalino modificado (MALI [$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$]; Frost *et al.*, 2001), los granitoides jurásicos están dentro (muestra 02VI08) o en el límite del campo calcoalcalino (muestra 17XII07). De acuerdo con el índice de saturación de alúmina (ASI, $\text{Al}/[\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}]$; Shand, 1943) los granitoides jurásicos son metaluminosos a peraluminosos, con un índice ASI de 0.99 a 1.02 (Fig. 4.34c). Los granitoides jurásicos tienen patrones de REE muy similares a las muestras representativas de los intrusivos cretácicos Kt* y Kg1*, con abundancias 9 a 65 veces mayores a los niveles condriticos,

con un fraccionamiento moderado en LREE (La/Sm_{CN} 2.6 y 3.4) y patrones subhorizontales en las HREE. Por lo tanto, aunque a diferencia de intrusivos cretácicos los granitoides jurásicos tienen una anomalía apenas perceptible o nula de Eu (Fig. 4.32), los patrones de las rocas jurásicas y cretácicas son prácticamente indistinguibles.

Lo mismo sucede con los patrones en el diagrama multi-elementos de la Fig. 4.33, en donde los granitoides jurásicos presentan un evidente fraccionamiento en los elementos más compatibles, los cuales presentan patrones planos; con un marcado empobrecimiento en Nb y Ti, con una anomalía negativa discreta en P, con enriquecimiento en Zr, y con valores mayores en Y respecto al Ti. Una diferencia entre los granitoides jurásicos y los intrusivos cretácicos es que los primeros suelen tener abundancias ligeramente menores en los elementos más compatibles (excepto en el Ba) y en el Zr, Ti e Y.

Según el diagrama de discriminación tectónica Y+Nb vs Rb de Pearce *et al.* (1984), los granitoides jurásicos también presentan afinidad de arco volcánico. De acuerdo con los parámetros de Chappell y White (1974), también tienen firmas geoquímicas típicas de granitos tipo I, con Na_2O en el rango de 3.2 a 4.3%; ASI con valores de 0.99 a 1.02; y diopsida normativa.

4.6. Geocronología de U-Pb en zircón

Para el complejo La Unión fueron analizados los zircones de una tonalita de biotita-hornblenda representativa de los granitoides del Jurásico Superior (muestra 17XII07). La localización de esta muestra se exhibe en la Fig. 4.1. En la Tabla 4.5 se enlista todos los zircones analizados en la muestra 17XII07. De los 32 zircones de esta muestra, 22 tienen una tasa U/Th <3, indicativo de un origen magmático (Rubatto, 2002).

En esta muestra se midieron treinta y dos zircones individuales con una edad de cristalización $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 108.4 ± 2.2 Ma (2σ , incluyendo el error sistemático; Fig. 4.36). De los zircones medidos se reporta uno de 607.3 ± 5.8 Ma, que pudo resultar de contaminación durante el proceso de separación o es indicativo de cierta cercanía del arco jurásico con respecto al margen de Norteamérica.

Tabla 4.5. Análisis geocronológico U-Pb en zircon realizado por un espectrómetro de masas ICP multicolector con ablación laser en la muestra 17-XII-07 proveniente de un afloramiento perteneciente a los granitoides pre-Alisitos.

Muestra	Razones isotópicas							Edades aparentes (Ma)					Mejor edad			
	U (ppm)	206Pb/204Pb	U/Th	207Pb*/235U	± (%)	206Pb*/238U	± (%)	error corr.	206Pb*/238U (Ma)	± (Ma)	207Pb*/235U (Ma)	± (Ma)	206Pb*/207Pb* (Ma)	± (Ma)	(Ma)	± (Ma)
17-XII-07																
01	395	10632	2.5	0.1580	3.3	0.0235	1.2	0.36	150.0	1.8	149.0	4.6	132.2	72.6	150.0	1.8
02	451	7691	2.6	0.1626	2.1	0.0236	1.0	0.48	150.2	1.5	153.0	2.9	196.5	42.2	150.2	1.5
03	361	6368	3.6	0.1642	4.5	0.0240	2.6	0.58	152.8	4.0	154.4	6.4	179.4	84.8	152.8	4.0
04	250	2825	2.2	0.1681	3.6	0.0240	1.0	0.28	152.6	1.5	157.8	5.2	236.2	79.6	152.6	1.5
05	373	8945	2.7	0.1585	5.5	0.0240	1.0	0.18	152.7	1.5	149.4	7.6	97.8	127.6	152.7	1.5
06	289	6841	2.4	0.1617	3.1	0.0234	1.0	0.32	149.4	1.5	152.2	4.4	195.9	67.9	149.4	1.5
07	296	5561	3.8	0.1619	3.9	0.0240	1.1	0.27	152.6	1.6	152.3	5.6	148.3	89.0	152.6	1.6
08	370	4022	2.5	0.1625	5.4	0.0235	1.0	0.18	149.7	1.5	152.9	7.7	203.5	124.2	149.7	1.5
09	369	7045	2.4	0.1635	3.3	0.0238	1.0	0.30	151.9	1.5	153.7	4.7	182.7	73.3	151.9	1.5
10	237	4469	1.8	0.1594	4.5	0.0234	3.1	0.68	149.3	4.6	150.1	6.3	163.7	77.2	149.3	4.6
11	266	4541	3.2	0.1593	5.7	0.0236	1.0	0.18	150.4	1.5	150.1	7.9	146.4	131.4	150.4	1.5
12	577	8915	1.9	0.1667	1.7	0.0241	1.0	0.60	153.8	1.5	156.6	2.4	199.3	31.1	153.8	1.5
13	369	6207	2.2	0.1584	4.6	0.0234	3.0	0.65	149.1	4.4	149.3	6.3	151.5	80.9	149.1	4.4
14	939	9591	1.8	0.1659	1.5	0.0240	1.0	0.67	152.8	1.5	155.8	2.1	202.7	25.5	152.8	1.5
15	248	3041	2.3	0.1711	3.0	0.0239	1.9	0.62	152.6	2.8	160.4	4.4	277.8	53.5	152.6	2.8
16	494	7655	2.8	0.1585	4.0	0.0231	1.2	0.31	147.5	1.8	149.4	5.5	179.7	88.0	147.5	1.8
17	230	4553	3.3	0.1598	5.3	0.0235	1.0	0.19	149.5	1.5	150.6	7.4	166.9	121.7	149.5	1.5
18	316	4293	2.1	0.1627	4.0	0.0239	1.0	0.25	152.5	1.5	153.0	5.7	161.9	90.6	152.5	1.5
19	342	8072	2.4	0.1577	3.3	0.0231	1.3	0.40	147.2	1.9	148.7	4.5	172.4	69.8	147.2	1.9
20	375	6100	2.4	0.1646	3.1	0.0243	1.0	0.32	154.5	1.5	154.7	4.5	158.0	69.0	154.5	1.5
21	373	4585	2.0	0.1585	4.9	0.0236	1.0	0.20	150.3	1.5	149.4	6.8	136.3	113.5	150.3	1.5
22	332	3820	1.7	0.1691	2.9	0.0239	1.3	0.46	152.5	2.0	158.6	4.3	252.0	59.3	152.5	2.0
23	622	7609	2.3	0.1592	2.8	0.0231	2.2	0.78	147.2	3.2	150.0	3.9	195.1	40.7	147.2	3.2
24	339	3368	3.0	0.1665	3.5	0.0239	1.0	0.28	152.4	1.5	156.4	5.1	216.4	78.3	152.4	1.5
25	316	7031	3.9	0.1626	2.9	0.0241	1.0	0.34	153.3	1.5	152.9	4.1	147.8	64.0	153.3	1.5
26	268	6523	3.7	0.1632	4.2	0.0241	2.7	0.65	153.2	4.1	153.5	6.0	157.8	75.6	153.2	4.1
27	406	7959	2.4	0.1641	2.7	0.0239	1.6	0.61	152.3	2.4	154.3	3.8	185.1	49.6	152.3	2.4
28	362	66479	5.2	0.8130	2.3	0.0988	1.0	0.44	607.3	5.8	604.1	10.3	592.3	43.9	607.3	5.8
29	326	5010	3.2	0.1629	8.8	0.0238	2.1	0.24	151.9	3.1	153.2	12.5	174.1	200.2	151.9	3.1
30	307	6586	3.6	0.1644	3.5	0.0243	1.2	0.35	155.0	1.9	154.5	5.1	147.5	77.6	155.0	1.9
31	292	4602	3.2	0.1632	4.0	0.0239	1.1	0.27	152.0	1.7	153.5	5.7	177.5	90.5	152.0	1.7
32	292	4602	3.2	0.1632	4.0	0.0239	1.1	0.27	152.0	1.7	153.5	5.7	177.5	90.5	152.0	1.7

Los errores de las razones isotópicas son de 2σ.

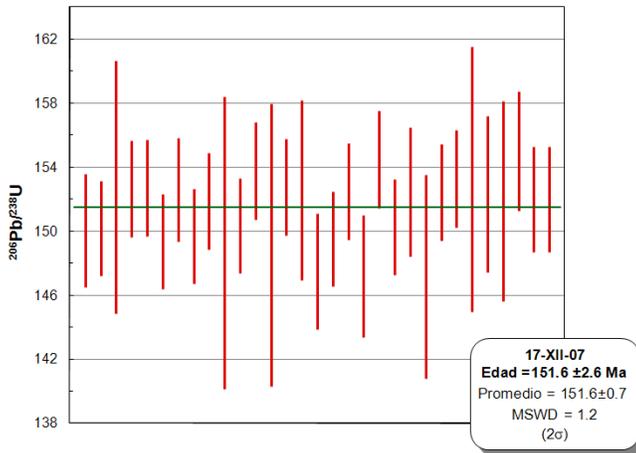


Fig. 4.36. Edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U de zircon de la muestra 17XII07 proveniente del afloramiento perteneciente a los granitoides jurásicos Jt.

CAPÍTULO 5. PLUTÓN EL SALINITO

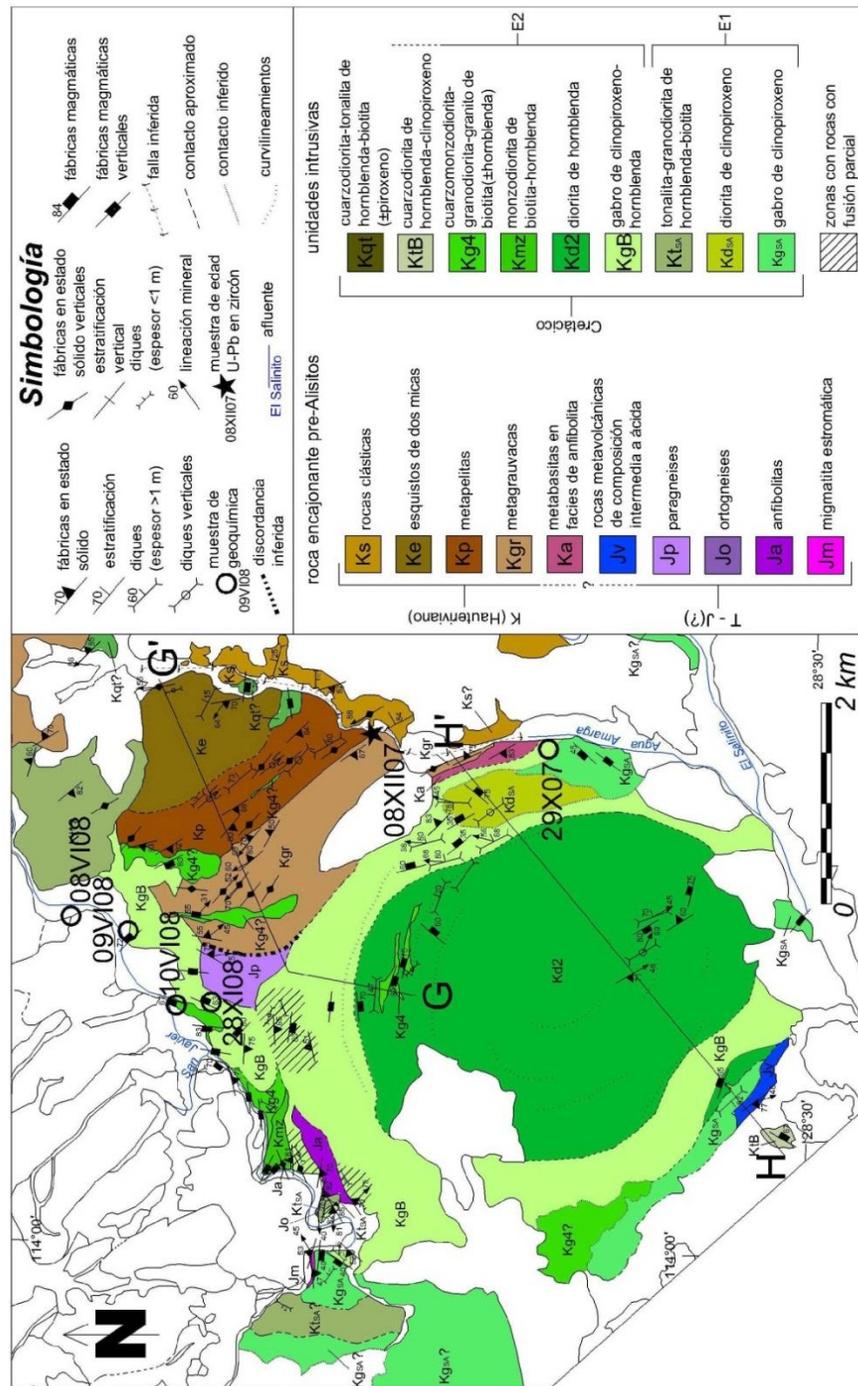


Fig. 5.1. Mapa geológico del plutón El Salinito. En la leyenda de la litología, las unidades intrusivas del Cretácico están agrupadas de acuerdo a dos períodos de emplazamiento inferidos para este plutón (E1 y E2). Ver texto para detalles.

El Salinito es un plutón gabrónico-diorítico circular de 20 km² con un diámetro cercano a 5 km (Fig. 5.1). Está limitado al norte y noroeste por el arroyo San Javier y por el complejo volcánico-plutónico La Unión. Al oriente y sureste está limitado por los arroyos Agua Amarga y El Salinito, respectivamente. Su periferia sur y oriental está cubierta por rocas sedimentarias y volcánicas del Mioceno.

5.1. Descripción en campo y patrones estructurales de las unidades intrusivas de El Salinito.

Como se observa en las Figs. 5.1 y 5.2, las rocas expuestas más abundantes de este plutón son gabro de clinopiroxeno-hornblenda (KgB) y diorita de hornblenda (Kd2). Aunque los contactos entre la diorita y el gabro son difusos, las relaciones de contacto muestran que la diorita intrusión al gabro en la periferia suroeste y en el núcleo del plutón, imprimiendo una geometría anular (Fig. 5.1) que también reporta CETENAL (1977b).

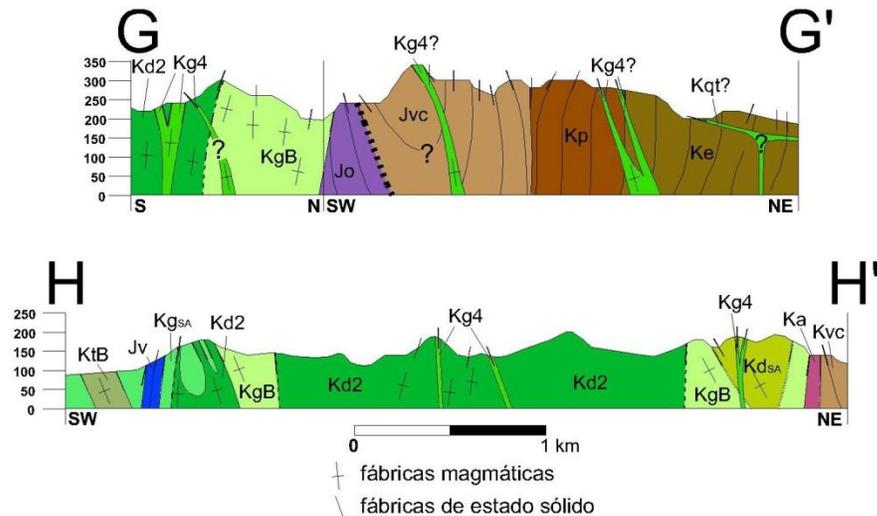


Fig. 5.2. Perfiles estructurales del plutón El Salinito. La ubicación de cada perfil se muestra en la Fig. 5.1. El eje vertical está en metros sobre el nivel del mar. La escala vertical es 2:1 con respecto a la horizontal. La unidad Kqt representada en el perfil FF' se describe en el capítulo 6.

En la imagen satelital que se tomó como base para el mapa geológico se distinguen curvilineamientos que son paralelos a la geometría circular del plutón y que son reportados en el mapa de reconocimiento de Gastil *et al.* (1975). Los datos estructurales disponibles sugieren que las fábricas magmáticas del plutón tienen una distribución circular paralela a

la geometría del plutón que, junto con los curvilineamientos y la distribución anular del gabro KgB y la diorita Kd2, sugiere que El Salinito es un plutón zonado.

Las rocas de gabro de clinopiroxeno-hornblenda KgB son melanocráticas a mesocráticas de grano grueso. Estas rocas usualmente contienen plagioclasas eu-subhedralas de grano medio a grueso con clinopiroxeno y/u hornblenda intersticial; sin embargo, en los márgenes noroeste y este del cuerpo principal, estas rocas presentan texturas cumúlíticas de hornblenda eu y subhedral cuyo tamaño puede superar los 5 cm (Fig. 5.3).



Fig. 5.3. Textura cumúlítica formada por agregados de hornblenda en gabro de clinopiroxeno-hornblenda KgB. Afloramiento localizado en el margen noroeste del plutón El Salinito.

La diorita de hornblenda Kd2 se presenta en el núcleo del plutón en afloramientos masivos e isotrópicos de grano grueso a fino. Cerca del contacto con el núcleo diorítico, el gabro KgB también incluye diques mesocráticos de diorita Kd2 de grano fino. En los márgenes suroeste y noreste del plutón, los diques dioríticos son de aspecto sinuoso y se encuentran entrecruzados entre sí de tal forma que, junto al gabro KgB, exhiben un aspecto similar al de una zona de *mingling*. Tanto en los afloramientos masivos como en los diques, la diorita Kd2 suelen contener glomero-cristales de varios centímetros de plagioclasa + piroxeno + hornblenda de grano grueso que quizá provienen del gabro KgB.

Al norte del plutón se define un apófisis paralelo al arroyo San Javier de dirección NE-SW y de ~2.5 km de extensión (Fig. 5.1). Para diferenciarlo del apófisis, al cuerpo circular de El Salinito se le refiere como “cuerpo principal”. Las fábricas magmáticas del apófisis están definidas por la orientación preferencial de la hornblenda del gabro KgB y su

orientación promedio hacia $202^{\circ}/89^{\circ}$ (Fig. 5.4a) es más o menos paralela a la dirección del apófisis (Fig. 5.1).

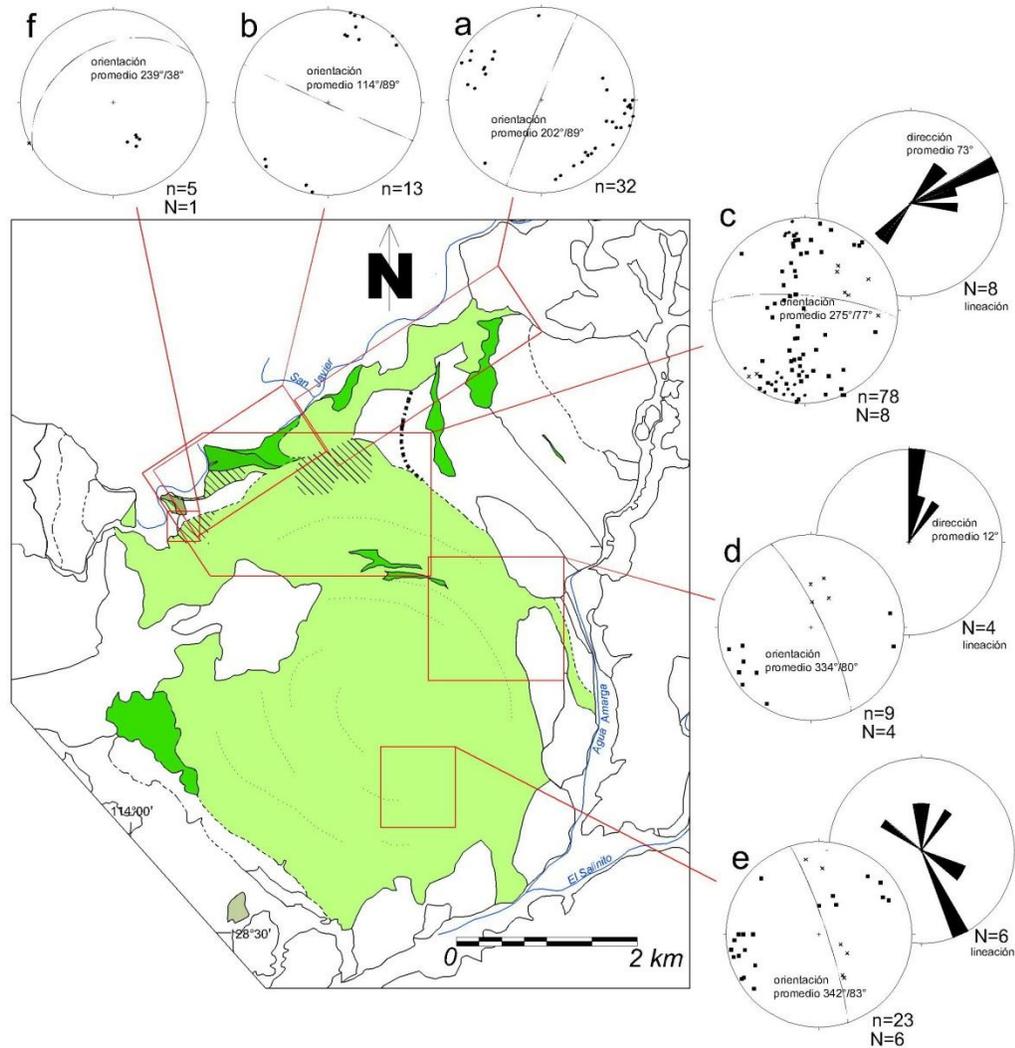


Fig. 5.4. Estereogramas de los patrones estructurales de las unidades intrusivas del Cretácico del plutón El Salinito. Los puntos representan los polos de las fábricas magmáticas o de estado sólido. Los cuadrados representan los polos de la orientación de diques. Las cruces representan las líneas minerales y de estiramiento. n=población de datos de las fábricas internas y de la orientación de los cuerpos intrusivos, N=población de datos de lineación. (a) Fábricas magmáticas del gabro de clinopiroxeno-hornblenda (KgB) y de los diques de granodiorita-granito Kg4. (b) Fábricas magmáticas de la cuarzomonzonita de biotita-hornblenda (K mz) localizada al noroeste del plutón; (c) orientación de los diques Kg4 localizados al norte del cuerpo principal y lineación mineral; (d) orientación de los diques anulares y de sus líneas minerales localizados en el margen noroeste del plutón; (e) orientación y líneas minerales de los diques anulares localizados al suroeste del núcleo diorítico del plutón; (f) orientación promedio de las seudotaquilitas localizadas al noroeste del plutón.

El margen norte del plutón está intrusionado por un cuerpo masivo e isotrópico de cuarzomonzonita de biotita-hornblenda (K mz; Fig. 5.1), el cual exhibe fábricas magmáticas

de orientación promedio $114^{\circ}/89^{\circ}$ (Fig. 5.4b), definidas por el alineamiento de sus minerales, la orientación preferencial de sus enclaves y por bandeamientos composicionales de granito de biotita Fig. 5.5).

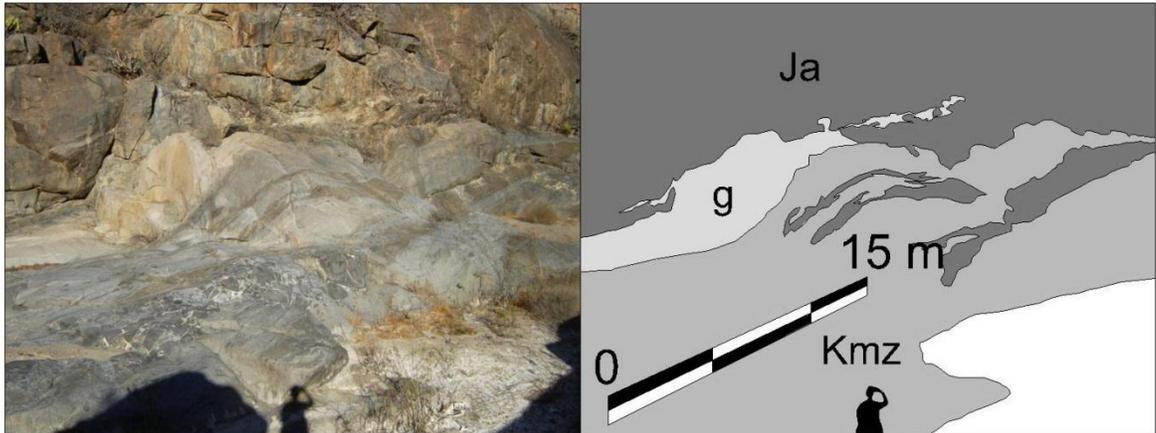


Fig. 5.5. Afloramiento de cuarzomonzonita de biotita-hornblenda (Kmz) que intrusión anfibolitas (Ja). La cuarzomonzonita contiene numerosos enclaves de gabra de clinopiroxeno-hornblenda y contiene bandas composicionales de granito de biotita (g).

Al norte y sur del núcleo diorítico y al oriente del margen gabrónico se observan diques anulares de cuarzomonzodiorita a granodiorita a granito de biotita±hornblenda (Kg4; Fig. 5.1) de 0.05 a 90 m de espesor que presentan fábricas esquistas (Fig. 5.6).



Fig. 5.6. Dique anular de granito de biotita-hornblenda de tres metros de espesor con fábricas esquistas penetrativas.

Al norte del plutón, las rocas encajonantes, el gabra KgB, la diorita Kd2 y la cuarzomonzonita Kmz también están cortados por diques de aspecto sinuoso de cuarzomonzodiorita-granito de biotita (Kg4) de ~0.05 (Fig. 5.7) a 5 metros de espesor que, junto con los diques anulares localizados al norte del núcleo del plutón, presentan una

dirección promedio hacia el oeste y líneas minerales dirigidas en promedio hacia el NE y con inclinaciones casi verticales a subhorizontales (Fig. 5.4c).



Fig. 5.7. Red de diques y vetillas interconectados del orden de milímetros a centímetros de espesor que corta la textura cumúlítica de hornblenda de un gabro de clinopiroxeno-hornblenda KgB.

A diferencia de los diques anulares, los diques que no intrusionan al gabro o a la diorita suelen carecer de hornblenda. Los diques anulares localizados en la porción noreste del cuerpo principal tienden a presentar una orientación promedio hacia $334^{\circ}/80^{\circ}$ e incluyen líneas minerales de inclinaciones someras dirigidas hacia el norte (Fig. 5.4d). Similar es el caso de los diques anulares localizados en la porción suroeste del núcleo diorítico, los cuales tienen una orientación promedio hacia $332^{\circ}/83^{\circ}$ con líneas minerales que trazan una guirnalda desde el norte hasta el cuadrante SE (Fig. 5.4e). En el apófisis, los diques Kg4 son generalmente más extensos que en el resto del plutón y sus fábricas magmáticas tienen una dirección promedio hacia el NNW-SSE (Fig. 5.4a) paralela a las del gabro KgB.

A nivel de afloramiento, los diques Kg4 presentan inclinaciones subverticales a horizontales (Fig. 5.8a) y suelen exhibir bifurcaciones (Fig. 5.8b y 5.8c) y, en algunos casos, facies pegmatíticas. La roca encajonante localizada al noreste del plutón también está intrusionada por diques graníticos cuya relación con los diques Kg4 se desconoce.

Alrededor de El Salinito, a lo largo de la periferia occidental y en afloramientos de extensión restringida localizados al oriente y sur del plutón, aflora gabro de clinopiroxeno (KgSA) con abundantes vetillas de actinolita y diorita de clinopiroxeno (KdSA) que, de acuerdo con sus relaciones cortantes, son más antiguos que el gabro KgB y la diorita Kd2 y, por lo tanto, están asignados a un evento de emplazamiento anterior. Las rocas de gabro

de clinopiroxeno KgSA son melanocráticas a mesocráticas, de grano grueso. Al suroeste del cuerpo principal, el gabro de clinopiroxeno KgSA se encuentra cortado por diques sinuosos de diorita de hornblenda Kd2 de grano fino. Por su parte, la diorita de clinopiroxeno (KdSA; Fig. 5.1) es de grano medio, con fábricas magmáticas delineadas por bandeamiento composicional, incluye planos de permeación félsica y está cortada por diques graníticos Kg4.

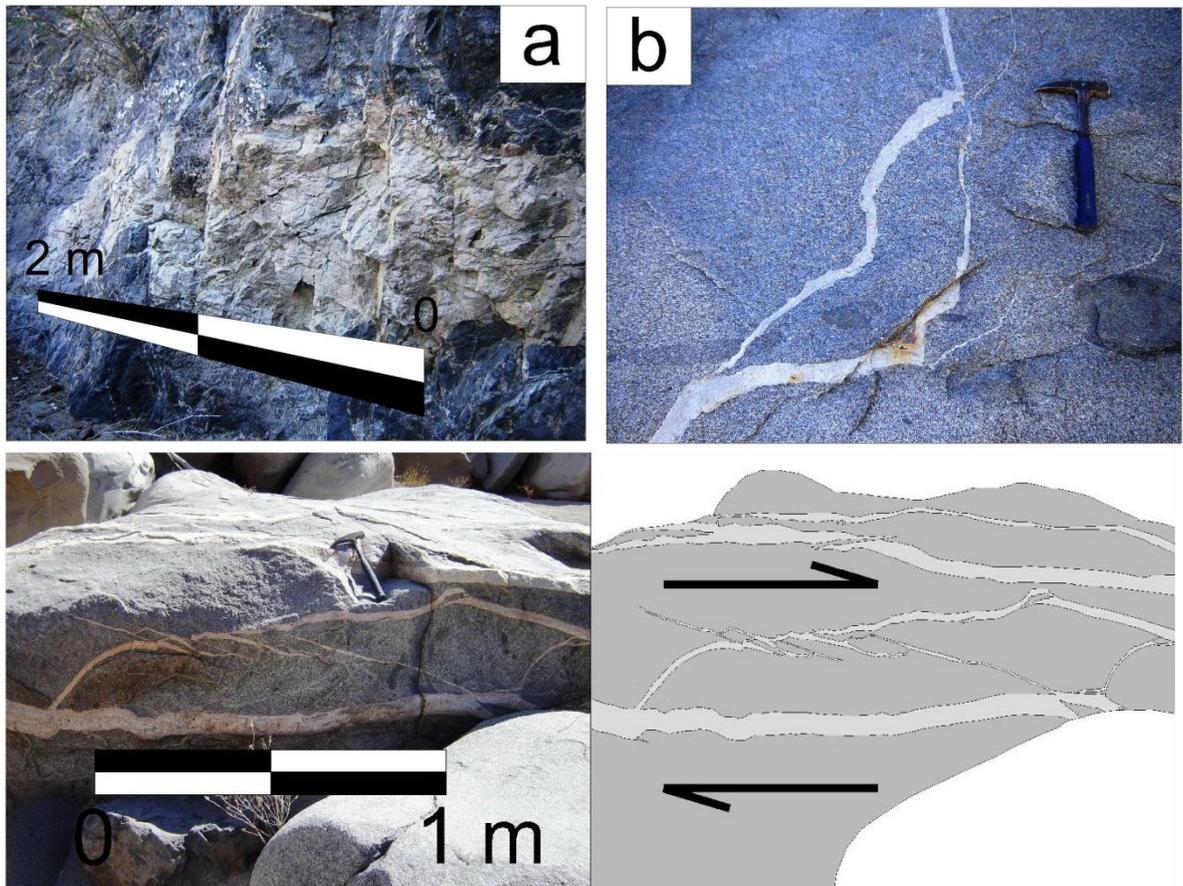


Fig. 5.8. Algunos afloramientos de diques y vetillas félsicas en el plutón El Salinito. (a) Dique subhorizontal de granodiorita de biotita (Kg4) intrusionando a diorita de hornblenda (KgB). De los márgenes del dique principal se desprenden pequeñas vetillas interconectados del orden de centímetros. (b) Dique subhorizontal bifurcado de granito de biotita (Kg4) intrusionando un afloramiento masivo de cuarzomonzonita (Kmz). En la parte inferior izquierda, uno de los brazos del dique corta a un autolito, lo que indica que la cuarzomonzonita estaba solidificada al momento de la intrusión del dique. (c) Serie de diques de granito de biotita (Kg4) de varios centímetros de espesor con márgenes sinuosas e inclinaciones someras que cortan a la cuarzomonzonita (Kmz). Estos diques se encuentran bifurcados e interconectados entre sí. En este afloramiento, los brazos del dique que se dirigen desde el margen inferior derecho hasta el margen superior izquierdo de la imagen son más rectilíneos y tienen espesores menores que los brazos horizontales, por lo que se interpreta que los brazos más pequeños representan fracturas de tensión (e.g., Pollard *et al.*, 1982). A partir de este criterio, la geometría de estos diques indican una cizalla derecha vista de perfil.

Asimismo, al norte de El Salinito están expuestos varios afloramientos masivos de grano medio de tonalita-granodiorita de hornblenda-biotita (Kt_{SA}) que están cortados por diques de granito de biotita (Kg_4), por lo que posiblemente también sean más antiguas que el gabro KgB . La tonalita Kt_{SA} incluye numerosos autolitos y enclaves subangulares de tonalita rica en biotita. Los enclaves de tonalita preservan fragmentos subredondeados del orden de centímetros de esquistos melanocráticos afaníticos (Fig. 5.9). Las fábricas magmáticas de la tonalita Kt_{SA} están definidas por el alineamiento de sus minerales, enclaves y por la elongación de sus autolitos y se orientan hacia el SSE (Fig. 5.9).

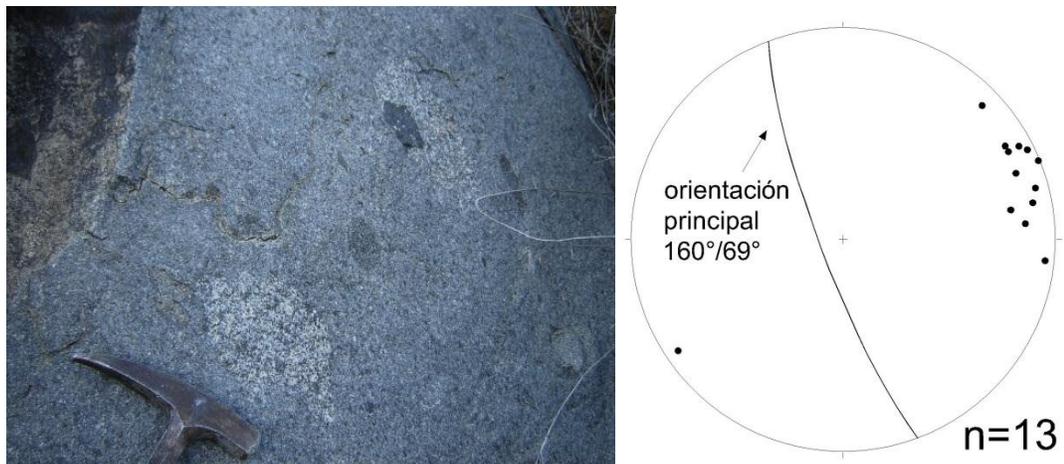


Fig. 5.9. A la izquierda, afloramiento de tonalita de hornblenda-biotita (Kt^{**}) con fábricas magmáticas y enclaves tonalíticos subangulares, los cuales también contienen enclaves de esquistos máficos afaníticos. A la derecha, estereograma de las fábricas magmáticas de la tonalita de hornblenda-biotita.

En resumen, a partir de sus relaciones cortantes y como se muestra en el mapa geológico de la Fig. 5.1, el gabro de clinopiroxeno (Kg_{SA}), la diorita de clinopiroxeno (Kd_{SA}) y la tonalita-granodiorita de hornblenda-biotita (Kt_{SA}) son asignadas al primer evento de emplazamiento (E1); mientras que el gabro de clinopiroxeno-hornblenda (KgB), la diorita de hornblenda (Kd_2), la cuarzomonzonita de biotita-hornblenda (Kmz) y la cuarzomonzodiorita-granito de biotita±hornblenda (Kg_4) son las unidades que conforman el segundo y principal evento de emplazamiento (E2).

Al suroeste del plutón aflora cuarzodiorita de hornblenda-clinopiroxeno (KtB ; Fig. 5.1) que está rodeado por rocas del Mioceno, por lo que se desconoce su relación temporal con el resto de las unidades intrusivas. Asimismo, las rocas pre-Alisitos en los alrededores del

arroyo Agua Amarga son cortadas por cuerpos masivos y diques subhorizontales de composición tonalítica a granítica de los que tampoco se conoce su relación temporal con las unidades de El Salinito, por lo que cabe la posibilidad que provengan de los plutones San Germán o El Marmolito (¿Kqt?).

Un afloramiento de grano grueso a medio de tonalita de hornblenda-biotita con fábricas esquistosas de dirección NW-SE y numerosos xenolitos elongados de esquistos máfico y de cuarzdiorita se localiza 2 km al noreste del cuerpo principal (Kt*?; Fig. 5.1). La relación cortante entre esta tonalita y el resto de las unidades intrusivas de El Salinito se desconoce; sin embargo, por su ubicación podría ser la extensión de los cuerpos elongados de tonalita Kt* que afloran en La Unión.

5.2. Litología y patrones estructurales de las rocas pre-Alisitos

Como se muestra en el mapa geológico (Fig. 5.1), la mayoría de las rocas pre-Alisitos afloran al noroeste y noreste del cuerpo principal (y al oriente del apófisis).

Al noroeste del cuerpo principal, tales rocas consisten en migmatitas de aspecto estratificado o estromáticas (Fig. 5.10) y ortogneises de protolito ígneo (Fig. 5.11), las cuales presentan el mayor grado metamórfico reportado en la zona de estudio y están asignadas en la Fig. 5.1 a las unidades litológicas Jm y Jo, respectivamente. Las bandas que le dan el aspecto estratificado a las migmatitas estromáticas consisten en la intercalación de dominios ricos en hornblenda verde, biotita o feldespato que no superan los 2 cm de espesor. Por su parte, los ortogneises tienen una mineralogía equivalente a una tonalita a granodiorita de biotita. A nivel de afloramiento, los ortogneises contienen pantallas que no superan los dos metros de rocas metavolcánicas de composición andesítica o de metasamitas. Más hacia el oriente de las migmatitas estromáticas y de los ortogneises afloran anfibolitas (Ja) intercaladas con milonitas cuarzofeldespáticas de grano fino a muy fino (¿metasamitas?).

Al noreste del cuerpo principal, la roca pre-Alisitos está distribuida en cinturones que, de occidente a oriente, consisten en paragneises (Ja), metagrauvas (Kgr), metapelitas (Kp) y esquistos de dos micas (Ke).

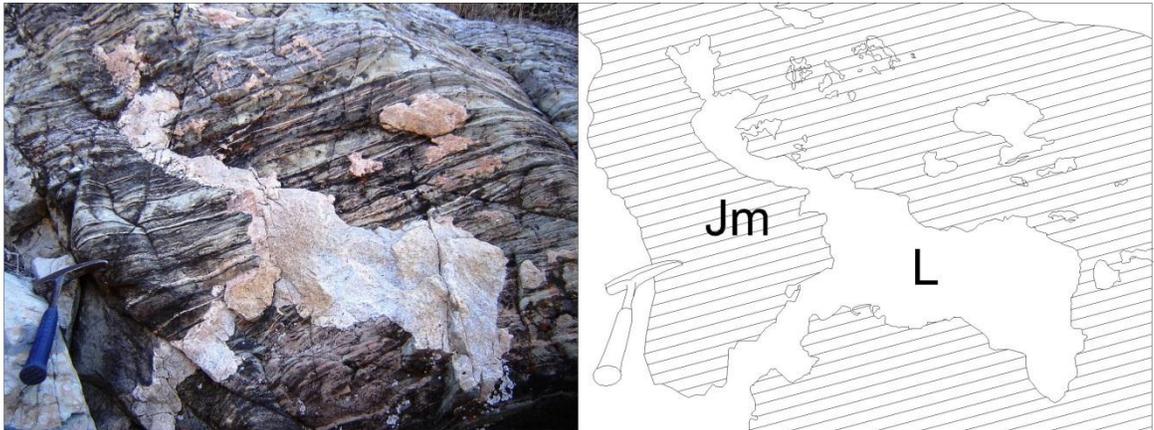


Fig. 5.10. Migmatita de aspecto estratificado o estromática (Sawyer, 2008; p. 190) pre-Alisitos (Jm) intrusionado por granito de biotita (L) distribuido en “parches” irregulares no foliados de geometría lobular. La geometría de L es similar a la que caracteriza a los intrusivos generados durante las etapas incipientes de la fusión parcial de la roca que encajonan (e.g. McLellan, 1988), por lo que cabe la posibilidad que una vez que Jm fue generado durante la historia pre-Alisitos, y después de servir como roca encajonante al plutón El Salinito, L haya sido generado a partir de la fusión parcial de Jm, sin que la migmatización de Jm y L estén relacionados a un mismo evento de fusión parcial.

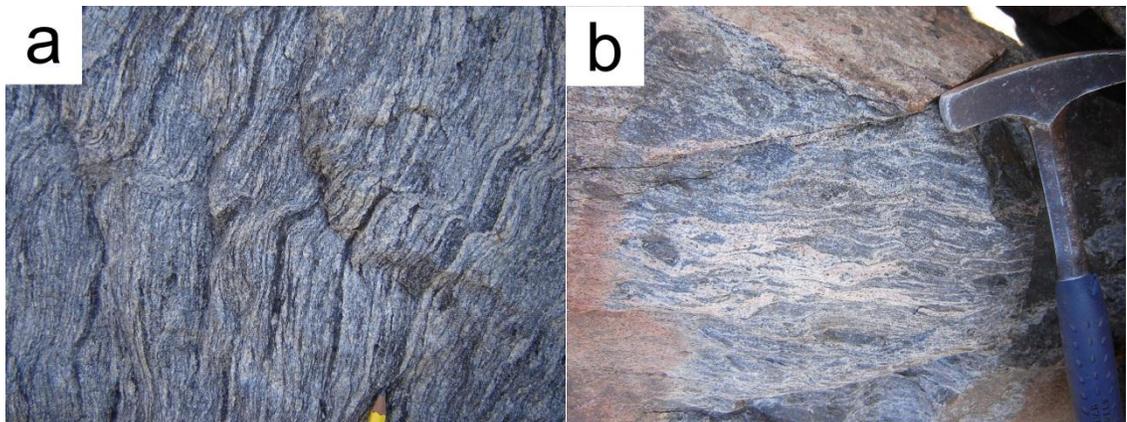


Fig. 5.11. Ortogneises de composición similar a una tonalita a granodiorita de biotita con intensas fábricas dúctiles (a) que en ocasiones adquiere un aspecto migmatítico (b); los dominios claros son ricos en cuarzo y los dominios oscuros son ricos en biotita.

Los paragneises (Ja; Fig. 5.12a) presentan biotita y muscovita entre sus planos de anisotropía y preservan fragmentos de granitoides de decenas de centímetros. Las rocas metagrauvas (Kgr) son areniscas con horizontes ricos en fragmentos cuyas texturas varían de esquistosa a protomilonítica. Las areniscas con textura protomilonítica contienen fragmentos de feldespatos, cuarzo y una proporción menor de líticos. Los fragmentos que contienen son polimícticos subangulares de 2 a 30 cm (Fig. 5.12b). El contacto entre los paragneises y las metagrauvas no evidencia la presencia de una estructura (falla o zona milonítica) que las separe, lo que sugiere que las metagrauvas posiblemente están

depositadas en discordancia. Las metapelitas (Kp) son esquistos grises de cordierita-andalusita de grado metamórfico medio con una asociación mineral de cordierita + andalusita + plagioclasa + cuarzo. Finalmente, los esquistos de dos micas (Ke) son rocas granoblásticas de grano fino a muy fino compuestas por bandas melanocráticas ricas en micas intercaladas por bandas mesocráticas ricas en cuarzo (Fig. 5.12c). Las bandas melanocráticas incluyen cuarzo + mica clara + biotita + opacos.

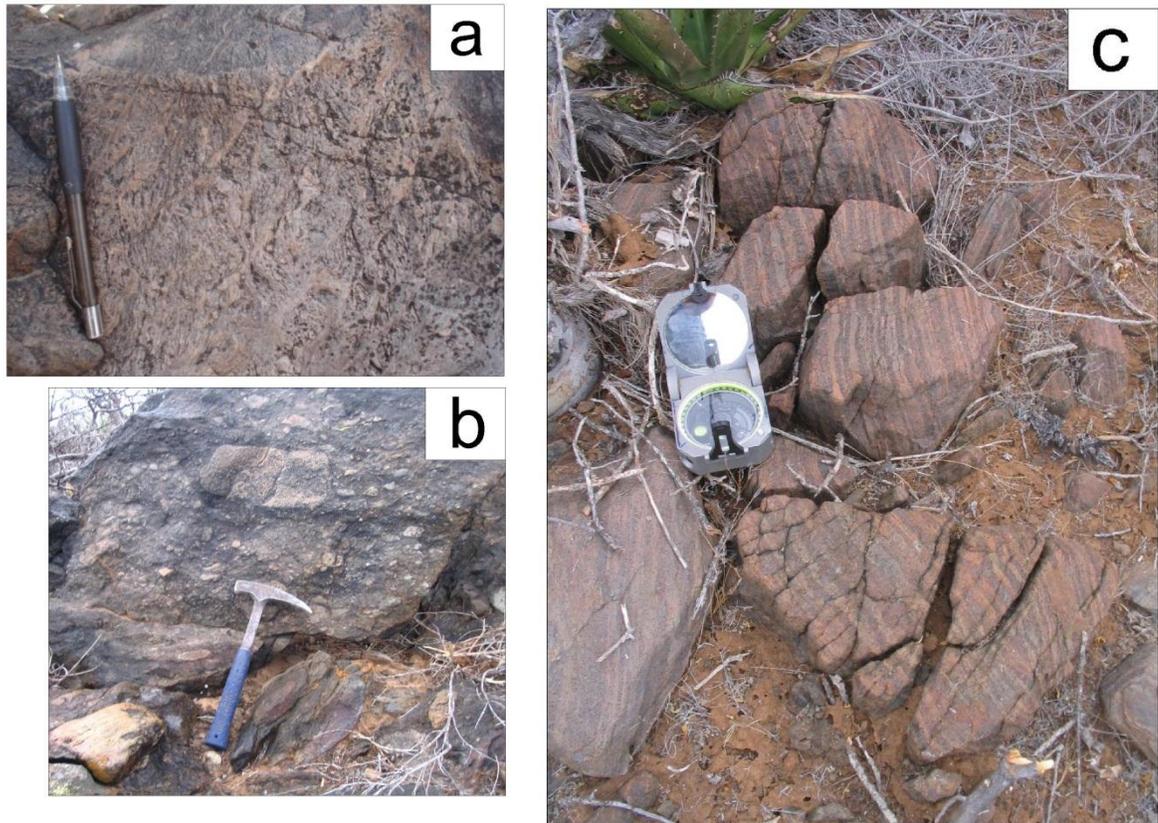


Fig. 5.12. Algunos afloramientos de rocas pre-Alisitos del plutón El Salinito. (a) Paragneises con micas paralelas a sus planos de anisotropía que suele contener fragmentos de granitoides de decenas de centímetros. (b) Grauvaca lítica con abundantes fragmentos polimícticos. (c) Esquisto bandeado con dominios ricos en biotita intercalados por dominios ricos en cuarzo.

Tanto al noroeste como al noreste del plutón, las orientaciones de la pseudoestratificación y de las fábricas de las rocas pre-Alisitos varía dependiendo de su posición con respecto al cuerpo principal: aquellas ubicadas al noroeste del plutón se orientan hacia el NE (Fig. 5.13a) mientras que las ubicadas al noreste se orientan hacia el SE (Fig. 5.13b). Esta tendencia estructural se observa más claramente en la Fig. 5.1, donde la orientación de las

fábricas de estado sólido de las rocas pre-Alisitos varía por la periferia del plutón, tanto al norte, como al suroeste y sureste del cuerpo principal.

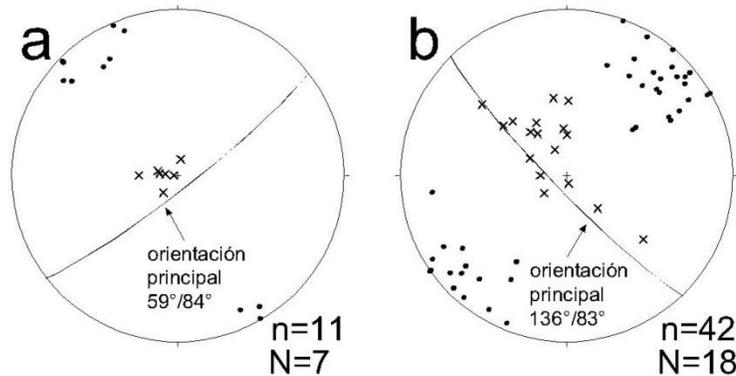


Fig. 5.13. Estereogramas de los patrones estructurales de las rocas pre-Alisitos en el plutón El Salinito. Los puntos representan los polos de las fábricas de estado sólido (texturas esquistosas a gneisicas) y de la pseudoestratificación. Las cruces representan las líneas de estiramiento. n=población de datos de foliación; N=población de datos de lineación. Las fábricas de estado sólido y las líneas de estiramiento de las rocas pre-Alisitos localizadas (a) al noroeste o (b) al noreste del cuerpo principal.

También se observa que las líneas deformacionales de las rocas pre-Alisitos al noroeste tienen inclinaciones subverticales, mientras que las del noreste se distribuyen como una guirnalda de NW a SE (Fig. 5.13b).

Al oriente y suroeste de El Marmolito se presentan rocas pre-Alisitos en afloramientos de menores dimensiones en comparación con aquellas localizadas al noroeste y noreste. Al oriente, El Salinito está en contacto con anfibolitas porfiroblásticas (Ka) con una asociación mineral de plagioclasa + hornblenda + biotita (incluyendo actinolita y albita) y metagrauvas (Kgr) que pueden incluir fragmentos líticos de esquistos máficos y de granitoides que no superan los 10 cm. Las metagrauvas presentan una esquistosidad intensa y está afectada por planos de cizalla frágil con salbanda que no supera los 9 mm de espesor. En la Fig. 5.1, las anfibolitas Ka están asignadas al Cretácico ante la posibilidad de tratarse de metaderrames interestratificados entre las metagrauvas. Las anfibolitas contienen vetillas de actinolita que posiblemente fueron generadas a consecuencia del emplazamiento del plutón. Finalmente, al suroeste del plutón afloran rocas metavolcánicas (Jv) de composición andesítica que contienen vetillas interdigitadas de gabro de ~0.5 cm de espesor separadas cada ~30 cm y que están afectadas por planos de cizalla que pudieron generarse durante el emplazamiento del plutón.

Tabla 5.1. Descripción a mesoescala de los sitios en donde fueron obtenidos los datos cinemáticos de la deformación que imprimió las fábricas dúctiles en las rocas pre-Alisitos localizadas al noroeste del cuerpo principal.

Sitio	Unidad involucrada	Coordenadas UTM		Observaciones
		Zona	Latitud/Longitud	
b	Kp	12	208639/3161356	Afloramiento extenso de paragneisses con muscovita entre sus planos de anisotropía y fragmentos de granitoides de decenas de centímetros. Estas rocas incluyen planos de cizalla que coalescen con sus fábricas internas y que delinear estructuras S-C. Tales estructuras indican una cizalla con cinemática derecha según la lineación.
a	Ks	12	212010/3161880	Esquisto afanítico que contiene chl y ms, con planos esquistosos que delinear estructuras S-C incipientes y dominios tonalíticos paralelos a las fábricas en estado sólido del esquisto, de varios centímetros a decenas de centímetros de espesor, con boudines de banda de cizalla, indicando una cizalla con cinemática derecha vista en planta

Al oriente del arroyo Agua Amarga (Fig. 5.1) se localiza una secuencia clástica (Ks) conformada por grauvacas y grauvacas líticas con alternancias rítmicas cada ~1 metro de horizontes de ~ 10 cm de espesor de areniscas y limolitas con lutitas. En esta secuencia también se encuentran pórfidos andesíticos y tobas interestratificadas con las grauvacas. A diferencia de esta secuencia, las rocas pre-Alisitos al occidente del arroyo Agua Amarga presentan metamorfismo en la facies de esquistos verdes a anfibolita y texturas esquistosas a protomiloníticas, por lo que se infiere que el arroyo Agua Amarga es la traza de una falla a partir de la cual el bloque oriental representado por las rocas clásticas (Ks) se levanta con respecto al bloque occidental representado por las metagrauvacas (Kgr), las metapelitas (Kp) y los esquistos de dos micas (Ke).

Para calcular la cizalla dúctil experimentada por la roca pre-Alisitos fueron obtenidos los datos cinemáticos de las fábricas de estado sólido de dos sitios. En el primer sitio aflora un esquisto de dos micas localizado cerca del río Agua Amarga y en el segundo un paragneis ubicado al norte del plutón (Fig. 5.14). La descripción de estos dos sitios se presenta en la Tabla 5.1.

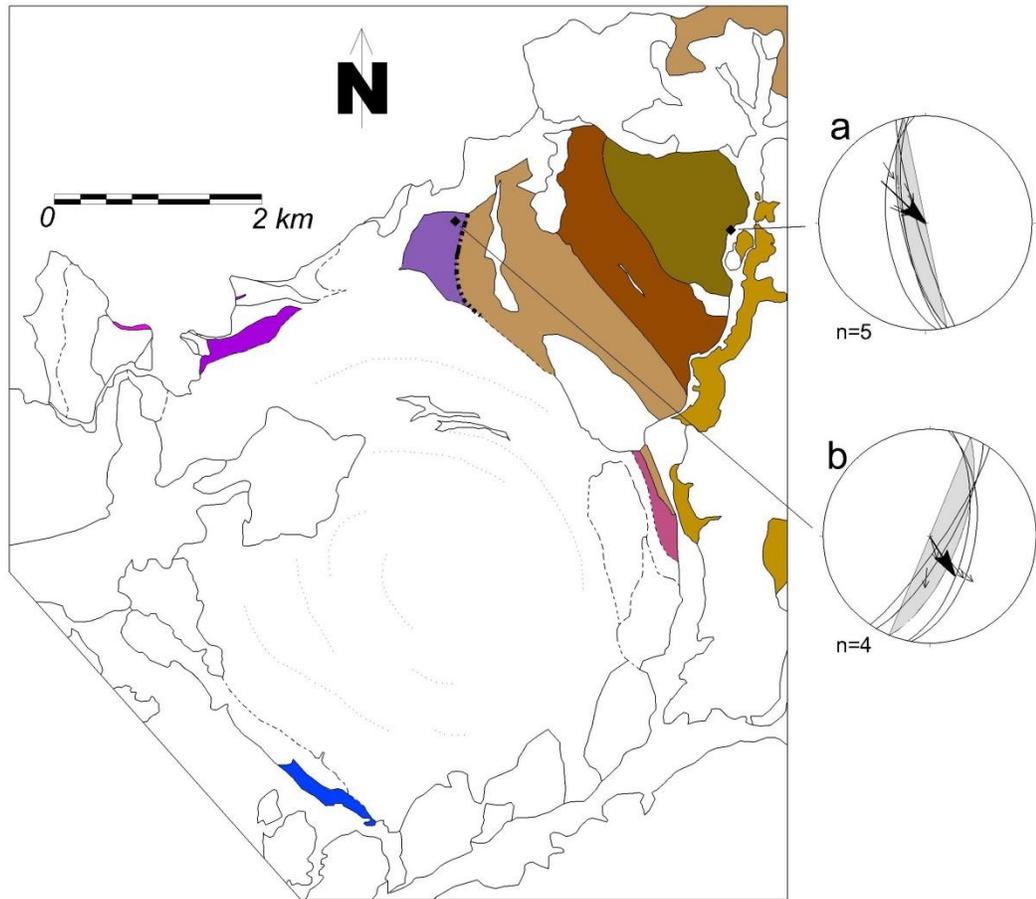


Fig. 5.14. Análisis estructural de (a) un afloramiento de paragneis y de (b) un esquisto de dos micas. Los estereogramas muestran la dirección de las fábricas; las líneas indican el sentido del movimiento del bloque de techo deducido de los indicadores cinemáticos. Los valores promedio de la foliación y del sentido de la cizalla se muestran a través de los grandes círculos sombreados en gris y de las flechas en negrita.

Como se muestra en la Fig. 5.14, los dos sitios indican una cinemática derecha, con líneas deformacionales concentradas en los cuadrantes NW y SE.

5.2.1. Evidencias de fusión parcial

Al norte del plutón El Salinito afloran rocas pre-Alisitos con evidencias de fusión parcial (Fig. 5.1), como es el caso de las segregaciones de granito de biotita (“L” en Fig. 5.15) provenientes de los xenolitos de migmatitas estromáticas en contacto con el gabro KgB (Figs. 5.3 y 5.15). Algunas porciones de este afloramiento son mesocráticos ricos en feldespato y biotita (“m” en Fig. 5.15). En los alrededores del margen norte de El Salinito

también afloran rocas similares de aspecto mesocrático ricas en feldespato y cuarzo, con granito de biotita distribuida en bandas con micropliegues asimétricos (Fig. 5.16).

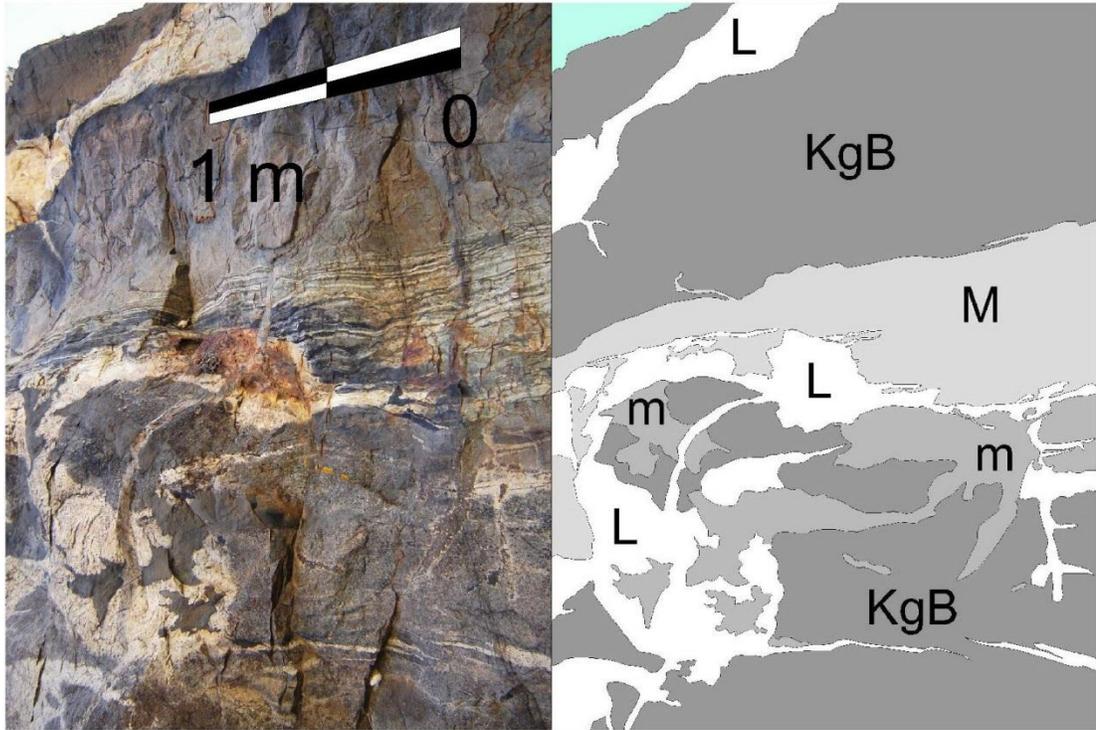


Fig. 5.15. Zona de contacto entre xenolitos de migmatitas estromáticas pre-Alisitos (Jm) y gabro de clinopiroxeno-hornblenda (KgB). Este afloramiento se localiza al norte del cuerpo principal. En este afloramiento se observa que la migmatita estromática (Jm) es reemplazada por granito de biotita (L), interpretado como leucosoma. En algunas porciones de la migmatita estromática, el leucosoma se incorpora a su foliación. En el mismo afloramiento se identificaron rocas ricas en feldespato y biotita (m) y porciones ricas en piroxeno y opacos interpretados como melanosoma.

Tanto estas rocas como las migmatitas estromáticas incluyen “parches” irregulares no foliados de geometría lobular (Figs. 5.10 y 5.17), en ocasiones con dominios de grano muy grueso, que es similar a la que caracteriza a los intrusivos generados durante las etapas incipientes de la fusión parcial de la roca que encajonan (e.g. McLellan, 1988). El afloramiento de la Fig. 5.15 también presenta porciones melanocráticas interpretadas como melanosoma en donde fueron identificados piroxenos y óxidos de Fe-Ti, las cuales suelen ser fases residuales de la fusión por deshidratación de rocas cuarzofeldespáticas con hornblenda (e.g., Skjerlie y Johnston, 1992; Hibbard, 1995; Best, 2003).

Otra evidencia de fusión parcial se observa en dos afloramientos localizados al noroeste del cuerpo principal. El primero de ellos consiste en un cuerpo granítico de varios metros de

espesor que contiene varios planos vítreos de varios centímetros de espesor con márgenes en forma de “orla” interpretados como seudotaquilitas (Fig. 5.18).



Fig. 5.16. Afloramiento masivo del orden de metros de extensión en el contacto norte del plutón, que consiste en una roca mesocrática de grano fino rica en feldespato y biotita que contiene bandas de granito de biotita. La roca mesocrática preserva planos esquistosos que delinean estructuras S-C, micropliegues y boudines, los cuales indican una cizalla derecha en planta. Aquí se distingue que las bandas de leucosoma está deformado y posiblemente plegado. Esto quiere decir que fue deformado después de la cristalización del leucosoma, por lo que este afloramiento debió ser anterior a la fusión parcial que formó el granito.

El segundo afloramiento consiste en milonitas cuarzofeldespáticas (¿metasamitas?) afectadas por planos vítreos de espesores del orden de centímetros a milímetros que incluyen fragmentos de las metasamitas que coalescen en zonas discretas, de tal forma que le imprimen al conjunto un aspecto cataclástico o de brecha (Fig. 5.19).



Fig. 5.17. Afloramiento de aspecto bimodal que consiste en rocas mesocráticas de grano fino ricos en feldespato y biotita, que contienen parches de márgenes lobulares de granito de biotita de grano medio a grueso con algunos dominios de textura pegmatítica.

Como se muestra en la Fig. 5.4f, la orientación de las seudotaquilitas es ortogonal a la periferia del plutón. Los planos vítreos incluyen estrías horizontales, lo que sugiere que la cizalla vigente durante el desarrollo de estas seudotaquilitas pudo tener una componente de transcurrancia.

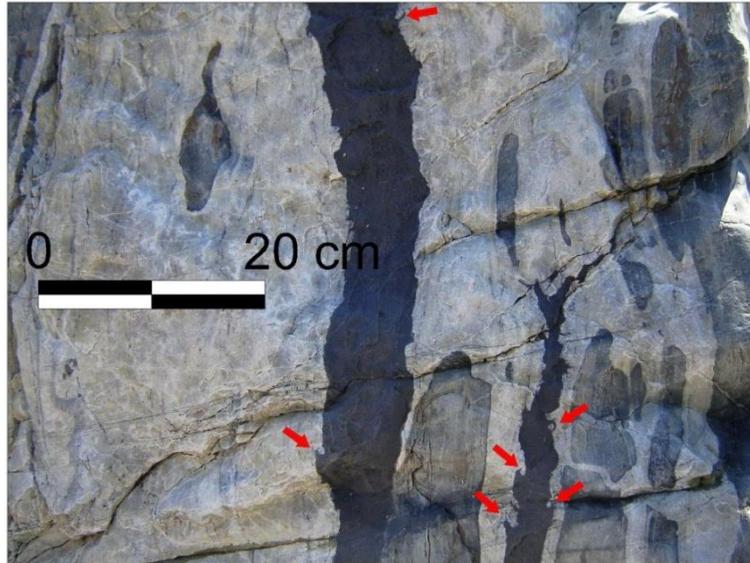


Fig. 5.18. Cuerpo granítico con planos vítreos de varios centímetros de espesor con márgenes en forma de “orla” (flechas rojas) interpretados como seudotaquilitas. Localización UTM: 793403/3160975 (zona 11).

5.3. ¿Deformación contemporánea al emplazamiento de El Salinito?

La posibilidad de una deformación producida durante el emplazamiento de El Salinito es evidenciada a través de: (a) las orientaciones de la seudoestratificación y de las fábricas de las rocas pre-Alisitos que se distribuyen paralelamente a la periferia del plutón (Figs. 5.1 y 5.13); (b) la localización restringida al norte del plutón de las rocas con evidencia de fusión parcial (Figs. 5.10, 5.15 y 5.17); y (c) las fábricas en estado sólido de los diques anulares contenidos dentro del cuerpo principal (Fig. 5.6).



Fig. 5.19. Zona discretas de aspecto cataclástico compuesta por planos vítreos incluidos en milonitas cuarzofeldespáticas pertenecientes a las rocas pre-Alisitos interpretadas como seudotaquilitas con aspecto de brecha (como aquellas que reporta Wenk *et al.*, 2000 en la zona oriental del PRB al norte de la falla Agua Blanca). Localización UTM: 206899/3160653 (zona 12).

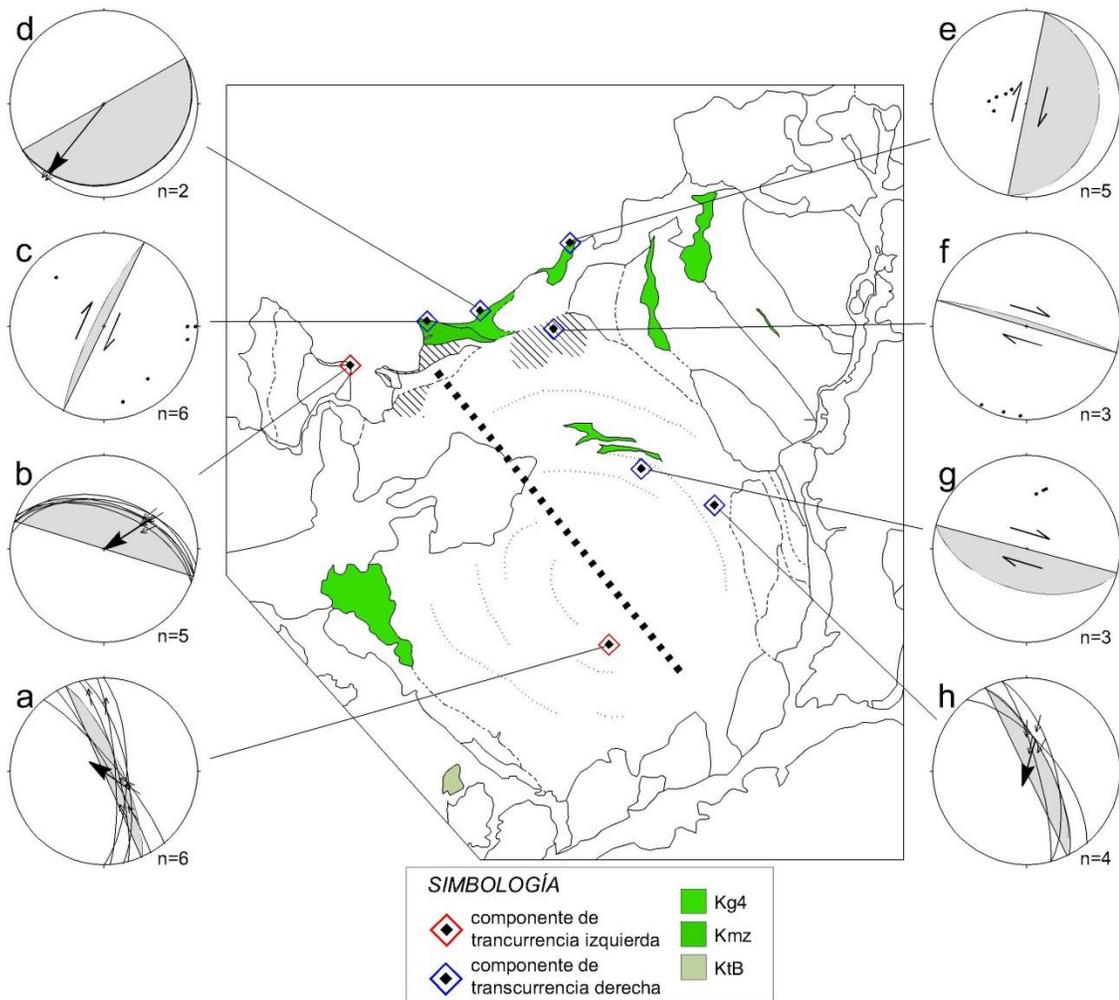


Fig. 5.20. Análisis cinemático de las fábricas dúctiles de las rocas parcialmente fundidas y de los diques Kg4. Las regiones a color representan las unidades intrusivas a partir de las cuales fueron obtenidos los datos cinemáticos. Los estereogramas muestran la dirección de las fábricas; las líneas dentro de cada estereograma indican el sentido del movimiento del bloque de techo deducido de los indicadores cinemáticos. Los valores promedio de la foliación y del sentido de la cizalla se muestran a

través de los grandes círculos sombreados en gris y de las flechas en negrita. Los sitios c, e, f y g carecen de datos de lineación pero incluyen el sentido de cizalla en el plano horizontal obtenidos en campo por medio de marcadores cinemáticos. Dentro del plutón también se incluye los curvilineamientos que presenta el cuerpo principal. Los curvilineamientos son evidentes en las porciones SW y NE del plutón, mientras que al SE y NW su longitud y presencia está más restringida, por lo que la flexión de los curvilineamientos aparentemente está cargado hacia el NW, tal como lo indica la línea punteada, interpretada como el eje de los curvilineamientos.

Tabla 5.2. Descripción a mesoescala y microescala de los sitios en donde fueron obtenidos los datos cinemáticos de la deformación que imprimió las fábricas dúctiles a las migmatitas y a la granodiorita-granito de biotita.

Sitio	Unidad involucrada	Coordenadas UTM		Observaciones
		Zona	Latitud/ Longitud	
a	Kg4	12	209562/ 3157612	Serie de diques anillados de granodiorita de hornblenda de pocos metros de espesor. De aquí obtuvimos una muestra orientada (03XII07), de la cual deducimos una cinemática izquierda según la línea de acuerdo a la geometría sigmoide incipiente y a las lamelas de deformación que presentan varios cristales de cuarzo.
b	Km	11	793508/ 3160938	Roca mesocrática de aspecto bandeado de composición cuarzofeldespática en contacto con gabro de clinopiroxeno-hornblenda (KgB), que incluye micropliegues asimétricos en todo el conjunto y biotita en arreglo en echelón dentro del leucosoma, indicando una cizalla izquierda vista en planta y en perfil.
c	Kg4	12	208814/ 3162322	Afloramiento extenso de granodiorita de biotita con foliación magmática por alineación mineral hacia NNE-SSW. Contiene una serie de lentes pegmatíticos de fld + qtz ligeramente bifurcados en arreglo en echelón, orientados a 45° de la foliación magmática. La geometría, orientación y mineralogía de esta serie de lentes sugiere que fueron equivalentes a fracturas de tensión rellenas de fundido tardío, por lo que se interpreta que la granodiorita de biotita experimento una cizalla derecha vista en planta según la foliación magmática.
d	Kg4	12	207701/ 3161496	Afloramiento masizo de granodiorita de biotita con numerosos enclaves subangulares de varios centímetros a metros de gabro de grano grueso, cortado por diques sub-horizontales de 1 a 4 cm, bifurcados e interconectados, que incluyen líneas minerales. La geometría, orientación y la mineralogía de una porción de estos diques sugiere que fueron equivalentes a fracturas de tensión durante su emplazamiento, por lo que se interpreta que durante el mismo los diques experimentaron una cizalla derecha vista en perfil y en planta según su orientación preferencial.
e	Kg4	12	207781/ 3161567	Afloramiento extenso de cuarzomonzonita con numerosos diques de granito de biotita sub-horizontales, bifurcados e interconectados, de varios centímetros de espesor (Fig. 121). La geometría, orientación y la mineralogía de una porción de estos diques sugiere que fueron equivalentes a fracturas de tensión durante su emplazamiento, por lo que se interpreta que durante el mismo los diques experimentaron una cizalla derecha vista en perfil y en planta según su orientación preferencial.
f	Km	12	208639/ 3161356	Afloramiento mesocrático con bandas sinuosas de granito de biotita. Las rocas mesocráticas contienen planos esquistosos delineando estructuras S-C. Tales estructuras S-C indican una cinemática derecha vista en planta.
g	Kg4	12	209612/ 3159801	En una zona de mezcla entre gabro de clinopiroxeno-hornblenda y diorita de hornblenda (ambas rocas dentro de la unidad KgB) reportamos una serie de lentes de granito de biotita de hasta 12 cm de espesor en arreglo en echelón, que indican una cinemática derecha vista en planta.
h	Kg4	12	210412/ 3159392	Serie de diques anillados de granodiorita-granito de biotita de varios metros de espesor que contienen lentes de material félsico rico en cuarzo en arreglo en echelón, indicando una cizalla derecha vista en planta.

Para caracterizar esta deformación fueron obtenidos datos estructurales y cinemáticos de ocho afloramientos graníticos: dos del leucosoma de las rocas parcialmente fundidas y seis de los diques Kg4, ya que su relativamente baja competencia debió permitir que la partición de la deformación se concentrara preferentemente en los cuerpos graníticos en comparación con el gabro y la diorita del plutón. La información cinemática de siete de los ocho sitios fue obtenida en campo y la restante de una lámina delgada orientada (Fig. 5.20a). La descripción de cada sitio es enlistada en la Tabla 5.2.

De los ocho sitios medidos, dos exhiben una cinemática con componente de transcurrancia izquierda (Figs. 5.20a y 5.20b) y seis con una componente de transcurrancia derecha (Figs. 5.20c, 5.20d, 5.20e, 5.20f, 5.20g, 5.20h). La línea punteada de la Fig. 5.20 representa el eje de los curvilineamientos del cuerpo principal, el cual divide a los sitios con transcurrancia izquierda concentrados en la mitad NE de aquellos con transcurrancia derecha concentrados en la mitad SW.

De acuerdo con este patrón estructural, quizá el plutón El Salinito experimentó una expansión lateral dirigida del núcleo hacia el borde NW (paralelo al eje de los curvilineamientos), promoviendo una transcurrancia derecha en la mitad NE e izquierda en la SW (Fig. 5.21).

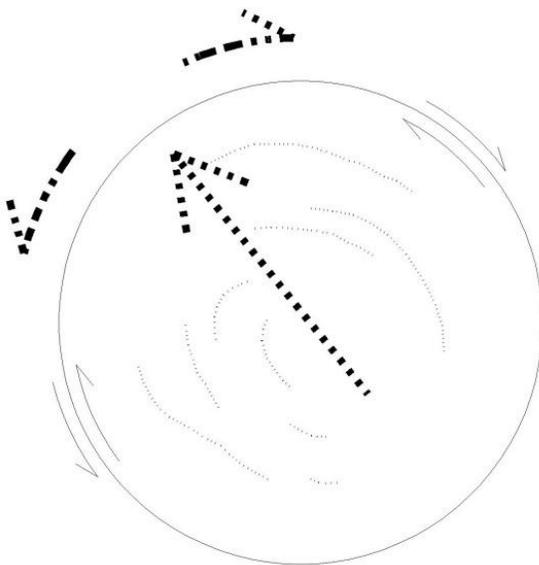


Fig. 5.21. Modelo propuesto para explicar el patrón estructural hallado en la Fig. 5.20. En el modelo, el plutón experimenta una expansión lateral dirigida desde el núcleo hacia el borde NW, paralelo al eje de los curvilineamientos y a la tendencia estructural regional.

5.4. Petrografía y microestructuras de las unidades intrusivas

Para su descripción petrográfica, las rocas intrusivas del Cretácico se agrupan en dos: aquellas generadas durante el primer evento de emplazamiento (E1; Fig. 5.1) y aquellas correspondientes al segundo y más voluminoso (E2; Fig. 5.1). En la Fig. 5.22 se muestra la localización de las muestras analizadas petrográficamente y en la Tabla 5.3 se enlista su moda.

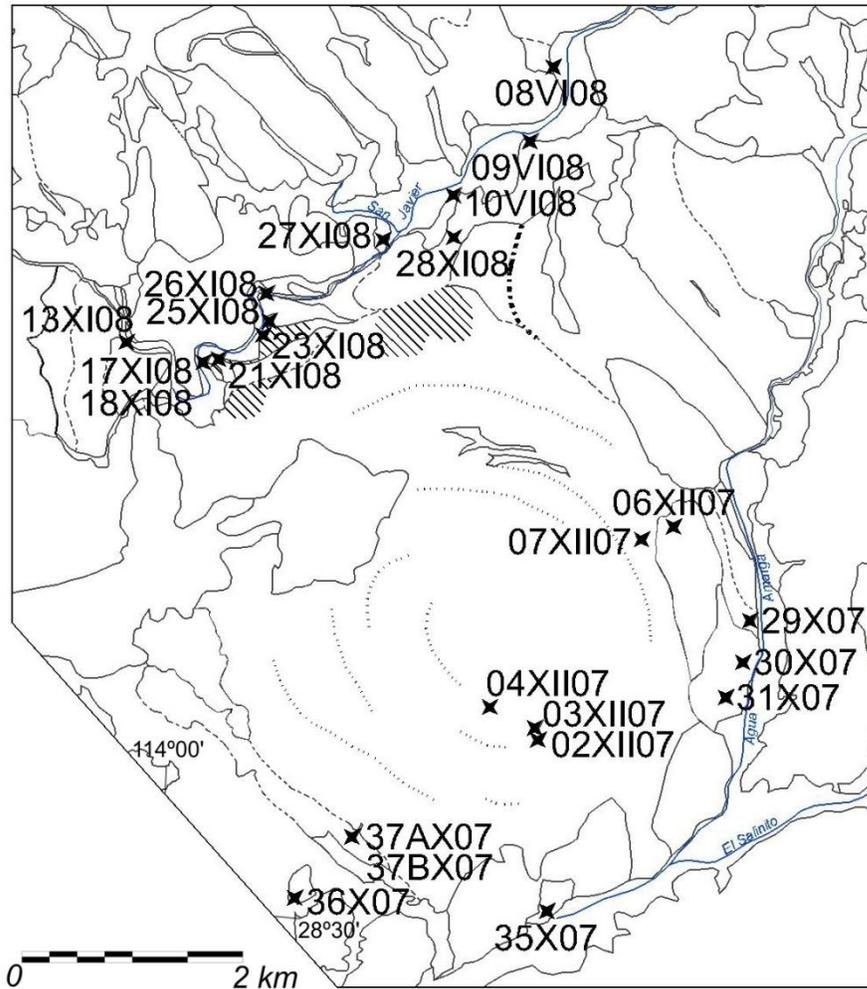


Fig. 5.22. Localización de las muestras analizadas petrográficamente. Las muestras de mayor tamaño y en *itálicas* representan a aquellas que tienen análisis geoquímico.

5.4.1. Rocas del primer evento de emplazamiento

Las rocas representativas del gabro de clinopiroxeno (Kg_{SA}) son de grano medio a grueso con contenido de plagioclasa $>70\%$. Presentan una textura idiomórfica granular (muestras 31X07 y 35X07; Fig. 5.23a) o hipidiomórfica granular (muestra 30X07; Fig. 5.23a).

La plagioclasa es en su mayoría labradorita que en contadas ocasiones exhibe zonamiento normal discontinuo. También se observa un contenido menor de cristales de bytownita y de cristales de olivino anhedral parcialmente iddingsitizados. El clinopiroxeno es subhedral, de ~1 a 3 mm, que ocasionalmente presenta coronas de hornblenda. Estas rocas también incluyen hornblenda verde intersticial.

Tabla 5.3. Moda de los intrusivos cretácicos del plutón El Salinito.

MUESTRA	MINERALES						
<i>Gabro de clinopiroxeno Kg_{SA}</i>							
	Pl	Cpx	Am	Op			
35X07	78.3	21.7	-				
31X07	79.6	15.2	4.94	0.3			
30X07	38.8	52.8	4.0	0.4			
<i>Diorita de clinopiroxeno Kd_{SA}</i>							
	Pl	Cpx	Am	Bt	Op		
37AX07	77.0	23.0	-	-			
06XII07	41.2	49.6	1.3	2.3	5.6		
<i>Tonalita de hornblenda-biotita Kt_{SA}</i>							
	Pl	Kfs	Qtz	Am	Bt	Op	
17XI08	48.7	4.1	18.7	13.2	17.1	1.2	
21XI08	45.8	17.1	19.9	1.8	14.6	0.8	
<i>Gabro de clinopiroxeno-hornblenda Kg_B</i>							
	Pl	Opx	Cpx	Pig	Hbl	Bt	Op
07XII07	47.6	-	26.6	17.9	5.6	0.2	2.1
09VI08	40.8	4.3	17.4	-	34.5	-	3.0
29X07	45.1	-	30.6	1.3	21.4	-	1.6
<i>Diorita de hornblenda Kd₂</i>							
	Pl	Qtz	Cpx	Hbl	Bt	Op	
02XI08	42.6	-	-	56.9	0.5	-	
02XII07	63.0	1.6	-	34.9	-	0.5	
04XII07	47.9	-	-	52.1	-	-	
37BX07	61.3	-	2.5	35.2	-	1.0	
12XI08	40.1	-	-	52.4	7.0	0.5	
08VI08	48.9	-	-	51.2	-	-	
27XI08	56.9	1.0	-	33.7	7.4	1.0	
<i>Cuarzomonzonita de biotita-hornblenda Km_z</i>							
	Pl	Kfs	Qtz	Hbl	Bt	Op	
25XI08	44.4	24.6	12.8	0.7	17.0	0.5	
<i>Granodiorita y granito de biotita Kg₄</i>							
	Pl	Kfs	Qtz	Hbl	Bt	Op	
03XII07	36.1	18.1	44.2	1.3	-	0.3	
13XI08	60.0	12.9	22.0	4.5	-	0.7	
18XI08	38.3	15.0	40.0	0.8	5.4	0.3	
23XI08	17.1	53.7	24.9	-	3.0	1.3	
26XI08	13.4	43.4	39.7	-	2.5	1.0	
28XI08	22.3	44.5	26.9	-	5.3	1.0	
10VI08	57.4	23.3	21.0	1.0	9.3	0.3	
<i>Cuarzodiorita de hornblenda-clinopiroxeno Kt_B</i>							
	Pl	Qtz	Cpx	Hbl	Op		
36X07	72.4	15.1	1.5	5.2	5.8		

La diorita de clinopiroxeno (Kd_{SA}) está representada por las muestras 37AX07 y 06XII07 (Fig. 5.23a). Es idiomórfica granular de grano medio a fino (0.8 a 2 mm). La plagioclasa es andesina con algunos cristales que presentan un zonamiento normal continuo comúnmente con núcleos irregulares. Algunos cristales de plagioclasa presentan maclas mecánicas. El

clinopiroxeno es augita granular subhedral o subóptica. También presentan un contenido pobre de pigeonita en forma de inclusiones o distribuida en los márgenes de la augita. La muestra con menos proporción de clinopiroxeno incluye xenocristales de olivino de grano fino, hornblenda café y biotita roja en asociación mineral con los opacos.

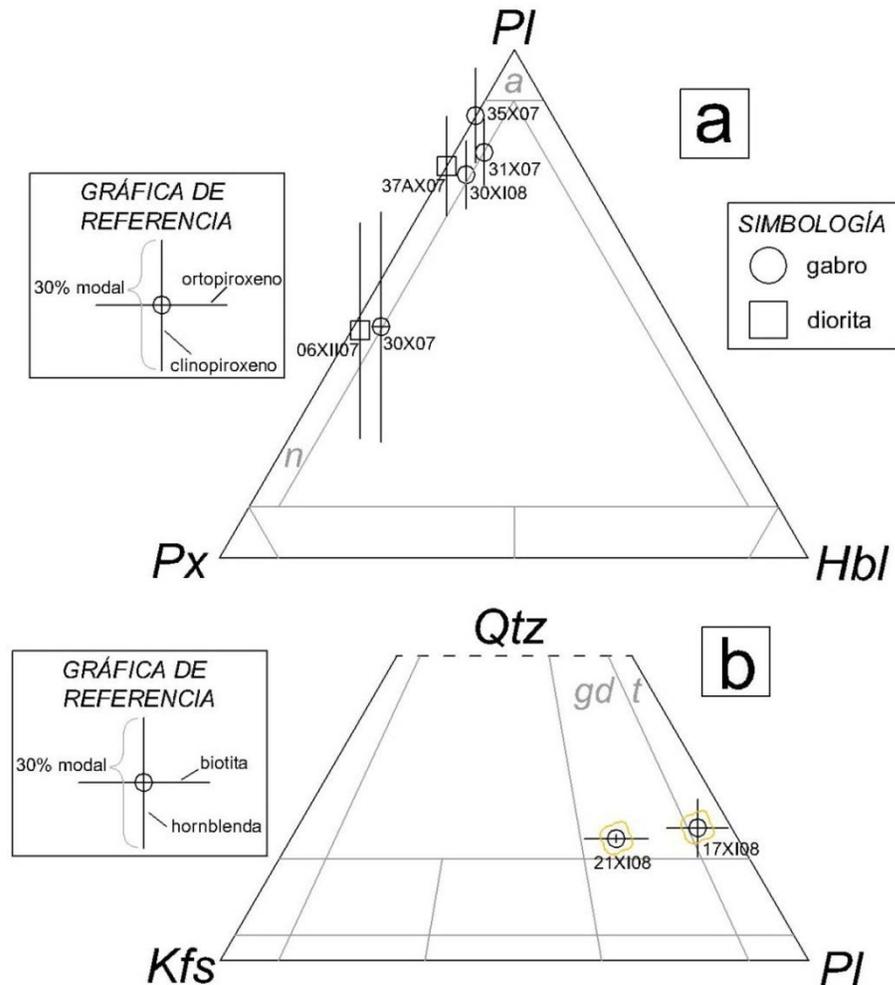


Fig. 5.23. (a) Clasificación modal PI-Px-Hbl para rocas gabróicas Kg_{SA} y dioríticas Kd_{SA} de las unidades intrusivas localizadas alrededor del plutón El Salinito correspondientes al primer evento de emplazamiento. La muestra 30XI08 pertenece al gabro KgA^* de La Unión. Los círculos representan a las rocas gabróicas ($An > 50$) y los cuadrados a las rocas dioríticas ($An < 50$). La longitud de las barras en la gráfica de referencia representa el 30% modal de la correspondiente fase mineral. En la gráfica de referencia, las barras vertical y diagonal representan el contenido modal de clinopiroxeno y de ortopiroxeno, respectivamente. Abreviaciones: n=gabro-norita o diorita-norita. (b) Clasificación modal QAP de la tonalita-granodiorita Kt_{SA} localizada al norte del plutón. La longitud de las barras en la gráfica de referencia representa el 30% modal de la correspondiente fase mineral. En la gráfica de referencia, las barras vertical y horizontal representan el contenido modal de la hornblenda y de la biotita, respectivamente. La textura que presentan estas muestras es característica de tasas de deformación bajas experimentadas por magmas con $> 55\%$ de fracción sólida antes de llegar a la frontera de bloqueo de partículas (Vigneresse *et al.*, 1996). Abreviaciones: t=tonalita, gd=granodiorita.

Las rocas de tonalita-granodiorita de biotita-hornblenda (Kt_{SA}) están representadas por las muestras 17XI08 y 21XI08 (Fig. 5.23b). Estas rocas son hipidiomórficas granulares de grano medio o de textura seriada. La plagioclasa es subhedral de 0.3 a 2 mm con zonamiento normal discontinuo u oscilatorio, núcleos de andesina y bordes cristalinos cuya composición varía de oligoclasa a albita. Algunos cristales presentan núcleos cristalinos pervasivamente sericitizados y/o de geometrías irregulares, sugiriendo reabsorción. Las fronteras cristalinas de las plagioclasas suelen presentar geometrías lobulares a dentadas. Algunos cristales de plagioclasa presentan fracturas intragranulares rellenas por fases sódicas. El feldespato potásico es anhedral, de grano medio, que en la muestra 21XI08 presenta una considerable población de mirmekitas vermiculares de grano fino. También evidencian maclado tartán incipiente. El cuarzo es anhedral, de grano medio, con fronteras cristalinas lobulares a dentadas, extinción incipiente tipo ajedrez y subgranos en mosaico de distribución intersticial. La hornblenda es anhedral, intersticial, de color verde oscuro. Algunos cristales de hornblenda presentan un fracturamiento intragranular distribuido según su clivaje. El clivaje de la hornblenda también suele contener biotita, sugiriendo recristalización local. La biotita es intersticial de tonalidad café-rojiza.

5.4.2. Rocas del segundo evento de emplazamiento

5.4.2.1. Gabro de clinopiroxeno-hornblenda (KgB)

Las muestras representativas del gabro de clinopiroxeno-hornblenda (muestras 29X07, 07XII07, 09VI08; Fig. 5.24a) son granulares hipidiomórficas a idiomórficas granulares de grano medio. Sus plagioclasas son eu-subhedrales y presentan un zonamiento normal continuo a oscilatorio. La mayoría de las plagioclasas son de grano medio con núcleos de labradorita y bordes de andesina o de grano fino con núcleos de andesina y bordes más sódicos. Los granos con zonamiento oscilatorio presentan anillos composicionales de andesina. En las tres muestras es común que los núcleos más cálcicos presenten geometrías ovoides a irregulares, sugiriendo corrosión.

Algunas de las plagioclasas con zonamiento normal exhiben núcleos cristalinos con evidentes fracturas intragranulares. El clinopiroxeno es anhedral subofítico de grano grueso

con anfíbol verde a café localizado dentro de sus planos de clivaje, sugiriendo recristalización local. También incluye inclusiones de opacos, plagioclasa y pigeonita.

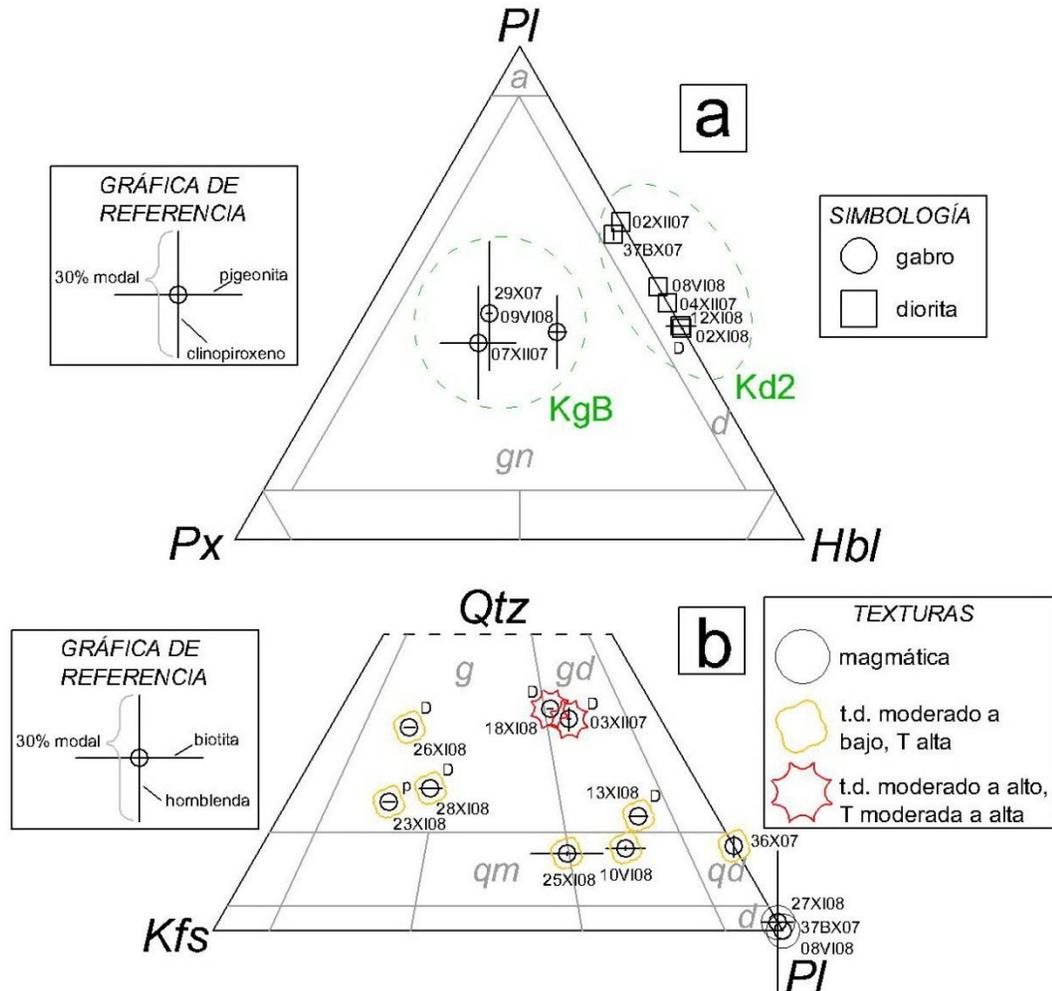


Fig. 5.24. (a) Clasificación modal PI-Px-Hbl para rocas gabróicas KgB y dioríticas Kd2 del plutón El Salinito correspondientes al segundo evento de emplazamiento. Los círculos representan a las rocas gabróicas ($An > 50$) y los cuadrados a las rocas dioríticas ($An < 50$). La longitud de las barras en la gráfica de referencia representa el 30% modal de la correspondiente fase varietal. En la gráfica de referencia, las barras vertical y diagonal representan el contenido modal de clinopiroxeno y de ortopiroxeno, respectivamente. Abreviaciones: gn=gabro-norita de piroxeno-hornblenda, d=diorita de hornblenda. (b) Clasificación modal QAP y texturas de los cuerpos masivos y diques félsicos pertenecientes al plutón El Salinito. La longitud de las barras en la gráfica de referencia representa el 30% modal de la correspondiente fase mineral. En la gráfica de referencia, las barras vertical y horizontal representan el contenido modal de la hornblenda y de la biotita, respectivamente. La letra D representa a aquellas muestras obtenidas de diques. Abreviaciones: d=diorita, qd=cuarzo diorita, gd=granodiorita, g=granito, qm=cuarzomonzonita; t.d.= tasas de deformación, T=temperatura.

La hornblenda es café claro, en asociación mineral con el clinopiroxeno o rellenando fracturas intergranulares de las plagioclasas (Fig. 5.25a). La muestra 07XII07 contiene una

alta proporción de pigeonita (~20%). También llega a presentar plagioclasas con zonamiento inverso, en donde los núcleos cristalinos son de andesina y los bordes de labradorita, sugiriendo mezcla

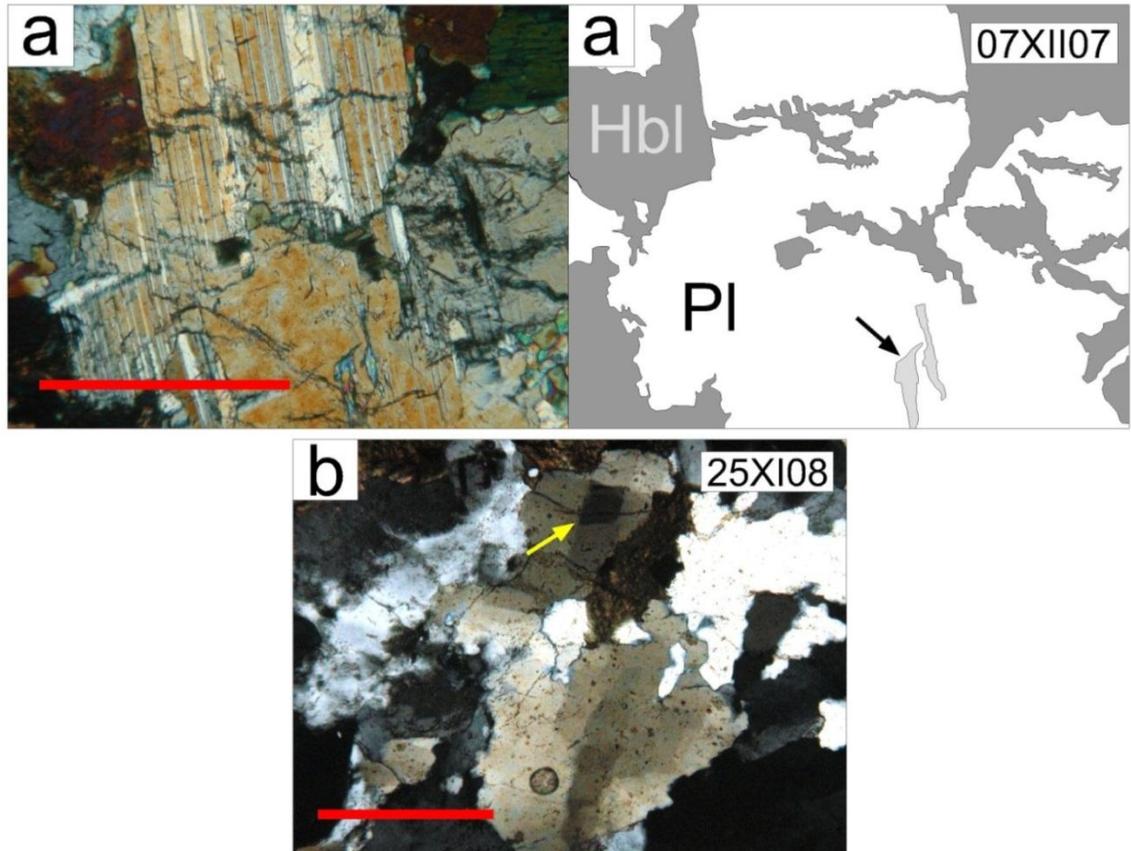


Fig. 5.25. Algunas texturas y microestructuras de las unidades intrusivas del plutón El Salinito. (a) Plagioclasa (Pl) que contiene fracturas intragranulares rellenas de la hornblenda (Hbl) que circunda al cristal. La plagioclasa está ligeramente epidotizada (flecha). (b) Cristales de cuarzo con extinción ondulada en ajedrez. La flecha indica uno de los subgranos cuadrados pertenecientes al cristal central. En el extremo superior derecho se incluye la muestra de la cual fueron obtenidas las imágenes. Las barras de escala gráfica representan 1.0 mm para (a) y 0.5 mm para (b).

5.4.2.2. Diorita de clinopiroxeno-hornblenda (Kd2)

Los cristales de la diorita de hornblenda son idiomórficas, con una textura seriada de grano grueso a grano fino. Las muestras que representan esta unidad son 02XI08, 12XI08, 02XII07, 37BX07, 04XII07, 08VI08 (Fig. 5.24a) y 27XI08 (Fig. 5.24b). Las plagioclasas son de 0.2 a 7 mm, y pueden o no estar zonadas. Las plagioclasas zonadas tienen un zonamiento normal discontinuo, con núcleos cristalinos de labradorita a andesina y bordes de andesina. En algunos casos los núcleos cristalinos están pervasivamente epidotizados,

de lo que se deduce que pudieron ser bytownitas. En la muestra 12XI08, las plagioclasas zonadas incluyen anillos composicionales de andesina con inclusiones ovoides de hornblenda. Los cristales que no están zonados son andesinas. Varios de los núcleos cálcicos presentes en los cristales zonados tienen bordes irregulares, sugiriendo reabsorción debida ya sea por lenta cristalización o por la mezcla entre un magma con dominio de labradorita con un magma con dominio de andesina. Varios cristales de plagioclasa tienen fracturas intergranulares rellenas de hornblenda (fracturas submágmatas), sugiriendo fracturamiento con presencia de fundido y que la cristalización de la hornblenda fue posterior a la de la plagioclasa (Fig. 5.25a). Algunos cristales de plagioclasa preservan maclas mecánicas o incluyen segmentos desorientados. La muestra 37BX07 contiene augita subofítica parcialmente reemplazada por actinolita, sugiriendo recristalización local. La muestra 27XI08 contiene biotita café de grano grueso de textura intersticial a subofítica, en ocasiones parcialmente cloritizada, y cuarzo anhedral intersticial con extinción ondulada. Sus plagioclasas también pueden presentar zonamiento. Los cristales zonados tienen zonamiento inverso con núcleos irregulares de oligoclasa y bordes de andesina. Los cristales sin zonamiento son labradoritas. La hornblenda es subofítica con biotita en hojuelas entre sus planos de clivaje, sugiriendo recristalización local.

5.4.2.3. Cuarzomonzonita de biotita-hornblenda (K_{mz})

Esta unidad, representada por la muestra 25XI08 (Fig. 5.24b), es hipidiomórfica granular de grano medio. La plagioclasa es subhedral, de 1 a 3 mm, con bordes dentados. Suele presentar zonamiento normal discontinuo, con núcleos cristalinos de andesina y bordes de oligoclasa. Varios cristales incluyen maclas mecánicas y/o segmentos desorientados. Algunos granos contienen fracturas intragranulares rellenas de fases sódicas. Los cristales zonados comúnmente contienen núcleos cristalinos con geometrías muy irregulares, los cuales en ocasiones están intensamente epidotizados o se les distingue un fracturamiento intragranular frágil. El feldespato potásico es anhedral, con mirmekitas de grano fino en sus bordes cristalinos y con maclado tartán incipiente. El cuarzo es anhedral con una evidente extinción en ajedrez (Fig. 5.25b). La hornblenda es verde claro a café claro, de grano

medio a fino, sin evidencia de deformación. La biotita está presente como agregados finos que a veces rellenan fracturas intergranulares.

5.4.2.4. Cuarzomonzodiorita a granodiorita a granito de biotita (Kg4)

Estos diques son subidiomórficos granulares de grano medio a fino o porfirítica, y está representada por las muestras 10VI08, 13XI08, 18XI08, 23XI08, 26XI08, 28XI08 y 03XII07 (Fig. 5.24b). En todas las muestras, la plagioclasa es oligoclasa con fronteras dentadas (con granos nuevos de grano muy fino sugiriendo recristalización por bulging) a lobulares (sugiriendo recristalización por frontera de grano), y con una granularidad que varía de 0.3 a 1 mm. En la mayoría de las muestras, la plagioclasa presenta zonamiento normal continuo o discontinuo. Los núcleos cristalinos suelen presentar sericitización y/o epidotización moderada a intensa y también llegan a exhibir fracturas intragranulares submagmáticos rellenas por fases albíticas o fracturas intragranulares frágiles rellenas por epidota y/o clorita. Algunos cristales suelen presentar maclas mecánicas. En todas las muestras, El feldespato potásico suele tener un maclado tartán incipiente, en ocasiones con pertitas en flama y/o mirmekitas en los bordes cristalinos. Al igual que la plagioclasa, suelen tener fronteras cristalinas lobulares. El cuarzo es anhedral, con fronteras lobulares a dentadas y con extinción ondulada a evidente extinción en ajedrez. En ocasiones preserva lamelas de deformación. La biotita es café-rojiza, de textura intersticial; en ocasiones con cloritización parcial. La muestra 13XI08 contiene varios cristales de feldespato potásico con bordes de oligoclasa. La muestra 03XII07 contiene hornblenda subofítica, pigeonita anhedral de grano fino y calcita intergranular hidrotermal.

5.4.2.5. Cuarzodiorita de hornblenda-clinopiroxeno (KtB)

Estas rocas (muestra 36X07; Fig. 5.24b) tienen una textura hipidiomórfica granular con cristales de 1.0 a 0.5 mm. La oligoclasa es anhedral, de fronteras dentadas, moderadamente caolinitizados. Ocasionalmente exhiben epidotización parcial, por lo que en esos casos se deduce que contienen una componente más cálcica. Ocasionalmente exhibe maclas mecánicas y/o segmentos desorientados. El cuarzo se presenta también como granos anhedrales con extinción en ajedrez o como agregados recristalizados. También incluye augita y pigeonita subofítica de grano fino en asociación mineral con hornblenda

actinolitizada y con opacos. La hornblenda es intersticial, y en varias porciones de la muestra rellena fracturas inter e intragranulares presentes en la plagioclasa. Estas rocas también incluyen calcita intersticial hidrotermal.

5.5. Geoquímica de roca total

Se realizó el análisis geoquímico (Tabla 5.4) de las muestras 29X07 y 09VI08 representativas del gabro de clinopiroxeno-hornblenda KgB, de la muestra 08VI08 representativa de la diorita de hornblenda Kd2 y de las muestras 10VI08 y 28XI08 representativas de los diques de granodiorita a granito de biotita±hornblenda Kg4. Las muestras 09VI08, 10VI08 y 28XI08 fueron obtenidas del apófisis del plutón, la muestra 08VI08 fue obtenida cerca del apófisis, en el margen norte del arroyo Agua Amarga y la muestra 29X07 del margen oriental del cuerpo principal. La localización de cada muestra se muestra en la Fig. 5.1.

5.5.1. Rocas gabróicas y dioríticas

Como se puede apreciar en la Fig. 5.26 y de acuerdo con los datos disponibles, los elementos mayores del gabro KgB y de la diorita Kd2 aparentemente presentan patrones similares al gabro KgA y diorita Kd1 de Nuevo Rosarito. En el gabro KgB, la abundancia en MgO, MnO y Fe_2O_3^t disminuye mientras que el Al_2O_3 , CaO, álcalis se incrementa conforme aumenta la sílice. De igual manera, la diorita Kd2 presenta valores mayores en MnO, Fe_2O_3^t y P_2O_5 y menores en Al_2O_3 y CaO respecto a la muestra de gabro KgB con mayor contenido de sílice. Sin embargo, a diferencia de las unidades de Nuevo Rosarito, tanto el gabro KgB como la diorita Kd2 trazan un aumento lineal en TiO_2 conforme aumenta la sílice. En la Fig. 5.27 se observa que el contenido de Ba, Sr, Th y U es similar en el gabro KgB y en la diorita Kd2, que la diorita Kd2 tiene valores menores en Cr y mayores en Rb respecto al gabro KgB, que hay un aumento progresivo en Y, y que el Sc disminuye y el V se incrementa en relación con la muestra de gabro KgB con mayor contenido de sílice.

Tabla 5.4. Datos de la geoquímica de roca total y la norma CIPW de las muestras representativas del gabro-diorita de clinopiroxeno-hornblenda (unidad KgB) y de la granodiorita-granito de biotita (Kg4) del plutón El Salinito.

Roca (Unidad intrusiva)	gb cpx-hbl (KgB)	gb cpx-hbl (KgB)	dio hbl (Kd2)	gr bt (Kg4)	grd bt-hbl (Kg4)
Muestra	09V108	29X07	08V108	28X108	10V108
Coordenadas N	209514/	211368/	209674/	208851/	208851/
Coordenadas E	3162840	3158663	3163471	3162038	3162380
Código analítico	4Litho	4Litho	4Litho	4Litho	4Litho
<i>(a) Elementos mayores (% peso)</i>					
SiO ₂	43.94	49.58	51.24	72.75	68.28
TiO ₂	1.02	1.19	1.28	0.25	0.55
Al ₂ O ₃	16.74	19.21	16.17	13.01	14.64
Fe ₂ O ₃ ¹	13.78	4.19	11.99	2.30	4.94
MnO	0.22	0.13	0.23	0.03	0.11
MgO	9.14	5.92	3.86	0.43	1.02
CaO	11.79	15.29	7.57	1.65	3.28
Na ₂ O	1.36	2.53	3.13	3.18	3.99
K ₂ O	0.32	0.22	1.39	4.54	2.87
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.24	0.08	0.15
LOI	0.52	0.73	1.37	0.24	0.31
Total	98.87	98.91	98.47	98.46	100.14
<i>(b) normas CIPW (% peso)</i>					
Q	0.00	0.00	3.33	32.80	24.55
Or	1.94	1.33	8.55	27.36	17.05
Ab	11.85	21.80	27.54	27.44	33.94
An	39.75	41.31	27.00	7.81	13.63
Ne	0.00	0.04	0.00	0.00	0.000
C	0.00	0.00	0.00	0.06	0.000
Di	16.51	28.76	8.68	0.00	1.46
Hy	4.76	0.00	17.95	2.81	6.06
OI	19.97	3.46	0.00	0.00	0.000
Mt	3.14	0.95	3.84	1.06	1.91
Il	1.99	2.31	2.52	0.48	1.05
Ap	0.10	0.05	0.58	0.19	0.35
Mg#	60.79	76.45	44.75	34.91	35.73
<i>(c) Elementos traza (ppm)</i>					
Ba	97.0	67.0	160.0	561.0	525.0
Rb	8.0	4.0	51.0	126.0	82.0
Sr	265.0	346.0	295.0	128.0	179.0
Zr	37.0	40.0	87.0	179.0	194.0
Y	10.0	15.0	27.0	18.0	34.0
Nb	1.0	1.0	3.0	4.0	5.0
Th	0.7	0.8	1.0	10.9	6.4
Pb	-	-	8.0	-	7.0
Ga	17.0	16.0	19.0	13.0	16.0
Zn	130.0	60.0	160.0	-	60.0
Cu	80.0	-	30.0	-	30.0
Cr	290.0	320.0	130.0	280.0	250.0
Ni	50.0	-	-	-	-
V	405.0	199.0	313.0	17.0	51.0
Hf	1.1	1.2	2.9	4.8	5.11
Cs	-	-	2.6	1.9	1.9
Sc	28.0	50.0	34.0	5.0	13.0
Ta	0.1	-	0.2	0.6	0.4
Co	57.0	9.0	28.0	3.0	7.0
U	0.4	0.2	0.5	3.3	1.2
<i>(d) Elementos de tierras raras (ppm)</i>					
La	3.50	6.00	9.60	18.30	20.00
Ce	6.90	13.40	22.40	36.90	43.80
Pr	0.93	1.82	3.35	3.98	5.63
Nd	4.60	8.50	15.00	14.80	22.30
Sm	1.40	2.40	4.20	3.30	5.40
Eu	0.54	0.98	1.50	0.62	1.18
Gd	1.70	2.80	4.80	3.00	5.50
Tb	0.30	0.50	0.80	0.50	1.00
Dy	1.90	3.00	5.20	3.20	6.00
Ho	0.40	0.60	1.10	0.70	1.30
Er	1.20	2.00	3.50	2.20	4.20
Tm	0.17	0.28	0.51	0.36	0.65
Yb	1.00	1.70	3.10	2.50	4.10
Lu	0.15	0.24	0.46	0.39	0.61

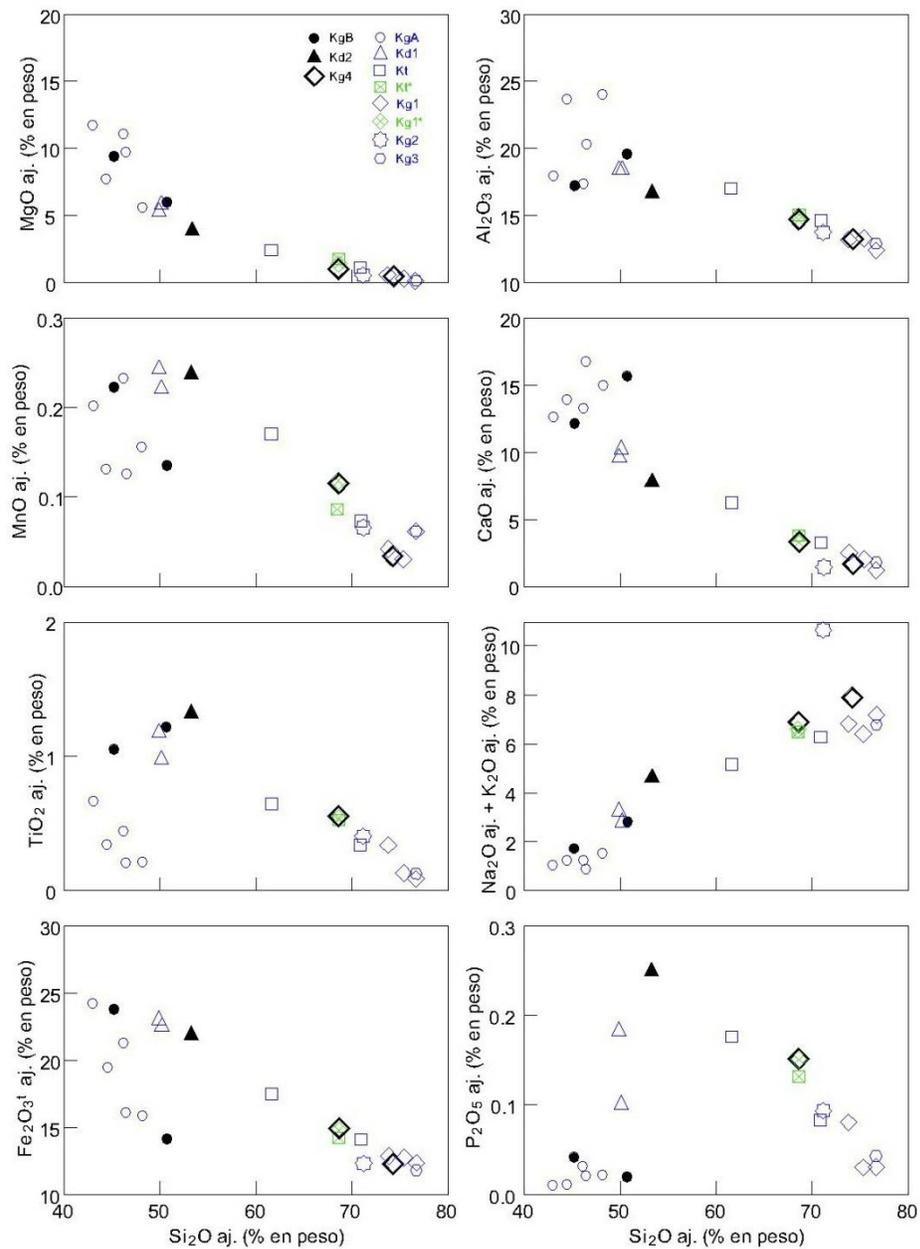


Fig. 5.26. Diagramas Harker de los elementos mayores de las muestras 29X07 y 09VI08 representativas del gabro de clinopiroxeno-hornblenda KgB, de la muestra 08VI08 representativa de la diorita de hornblenda Kd2 y de la muestra 10VI08 representativa de los diques de granodiorita a granito de biotita±hornblenda Kg4. Para su comparación, en esta figura se incluyen los elementos mayores de las unidades intrusivas de Nuevo Rosarito (KgA, Kd1, Kt, Kg1, Kg2 y Kg3) y de La Unión (Kt* y Kg1*). Los elementos mayores son recalculados al 100% con base anhidra (prefijo aj.).

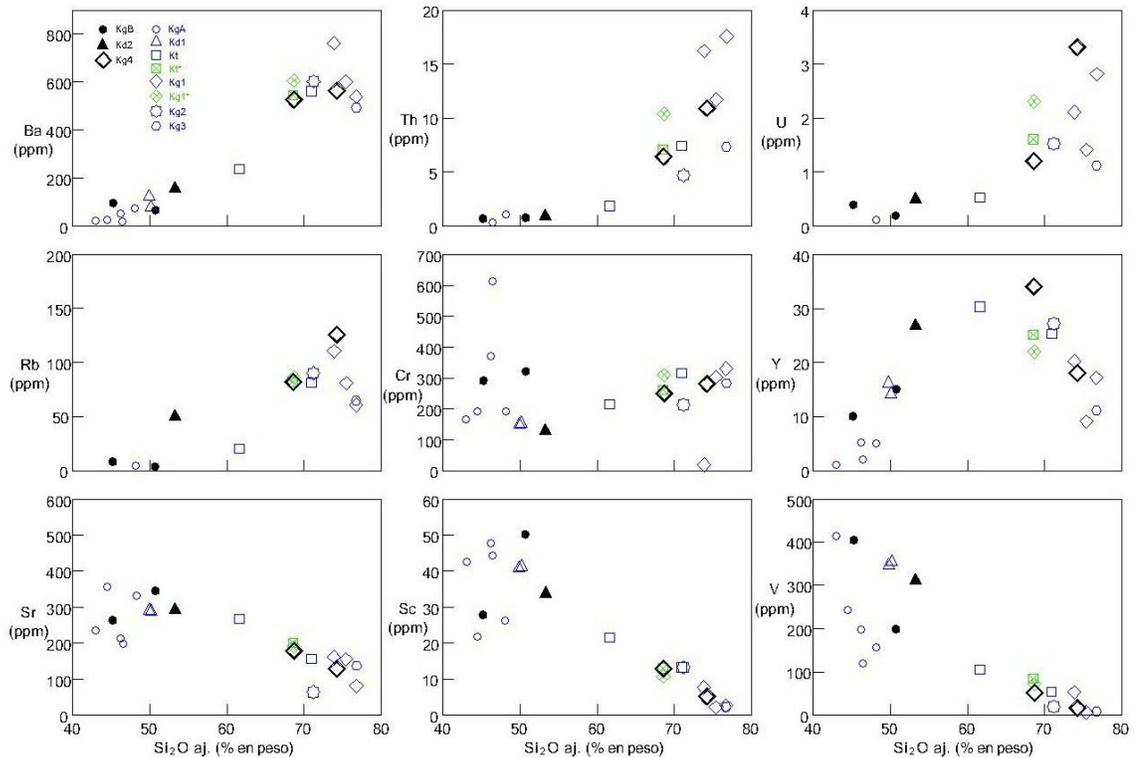


Fig. 5.27. Diagramas Harker de los elementos traza de las muestras representativas del gabro de clinopiroxeno-hornblenda KgB, de la diorita de hornblenda Kd2 y de los diques de granodiorita a granito de biotita±hornblenda Kg4. Para su comparación, en esta figura se incluyen los elementos traza de las unidades intrusivas de Nuevo Rosarito (KgA, Kd1, Kt, Kg1, Kg2 y Kg3) y de La Unión (Kt* y Kg1*). La sílice es recalculada al 100% con base anhídrida (prefijo aj.).

Las muestras representativas del gabro de clinopiroxeno-hornblenda KgB (SiO₂ 43.9 – 49.6%) tiene un contenido relativamente alto en TiO₂ (1.02 – 1.19%), alto de alúmina (16.8 – 19.2%) y moderado de MgO (5.9 – 9.1%). La muestra 09VI08, localizada en el apófisis, presenta un contenido alto en hierro (FeOt 13.78%). Las dos muestras de gabro KgB presenta olivino normativo (3.5-20.0%), anortita normativa (39.8 – 41.3%) y diopsida normativa (16.5 – 28.8%). La muestra 09VI08 presenta un contenido moderado de hiperstena normativa (4.76%), que junto al olivino normativo (Tabla 5.4), la coloca dentro de las rocas subcalcinas. Caso contrario ocurre con la muestra 29X07, que carece de hiperstena normativa y presenta un porcentaje muy bajo de nefelina normativa (0.04%), aunque su contenido de CaO (15.3%) es mayor que el de la muestra 09VI08. Aún así, el aumento de álcalis y la disminución de MgO que presentan ambas muestras conforme aumenta la sílice (Fig. 5.26) es típico de las rocas subcalcinas.

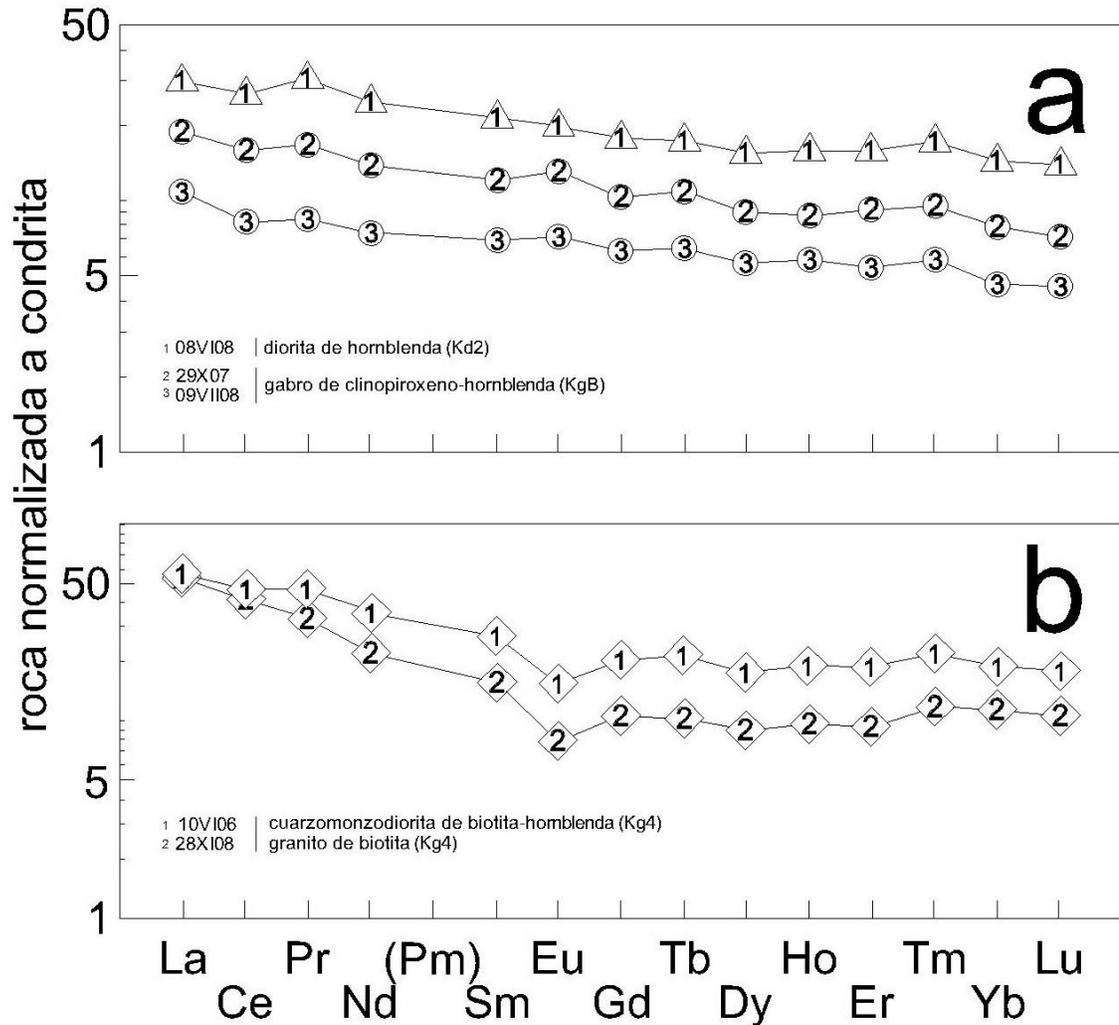


Fig. 5.28. Patrones de REE normalizados a condrita de (a) gabro de clinopiroxeno-hornblenda KgB y diorita de hornblenda Kd2; y de (b) granodiorita-granito de biotita±hornblenda Kg4. Los valores de referencia fueron obtenidos por Nakamura (1974) y Haskin *et al.* (1968).

Las abundancias de REE normalizadas a condrita del gabro de clinopiroxeno-hornblenda KgB (Fig. 5.28a) tienen 4 a 18 veces los niveles condriticos, y definen patrones relativamente planos, con un ligero fraccionamiento en las LREE (La/Tb_{CN} 2.3; La/Yb_{CN} 2.3 – 2.4) y una ligera anomalía positiva de Eu (Eu^* 1.07 – 1.16). Por su parte, las abundancias de REE de la diorita de hornblenda Kd2 tienen 14 a 30 veces los niveles condriticos, un patrón casi plano (La/Tb_{CN} 2.1; La/Yb_{CN} 2.1) y no exhibe anomalía en Eu.

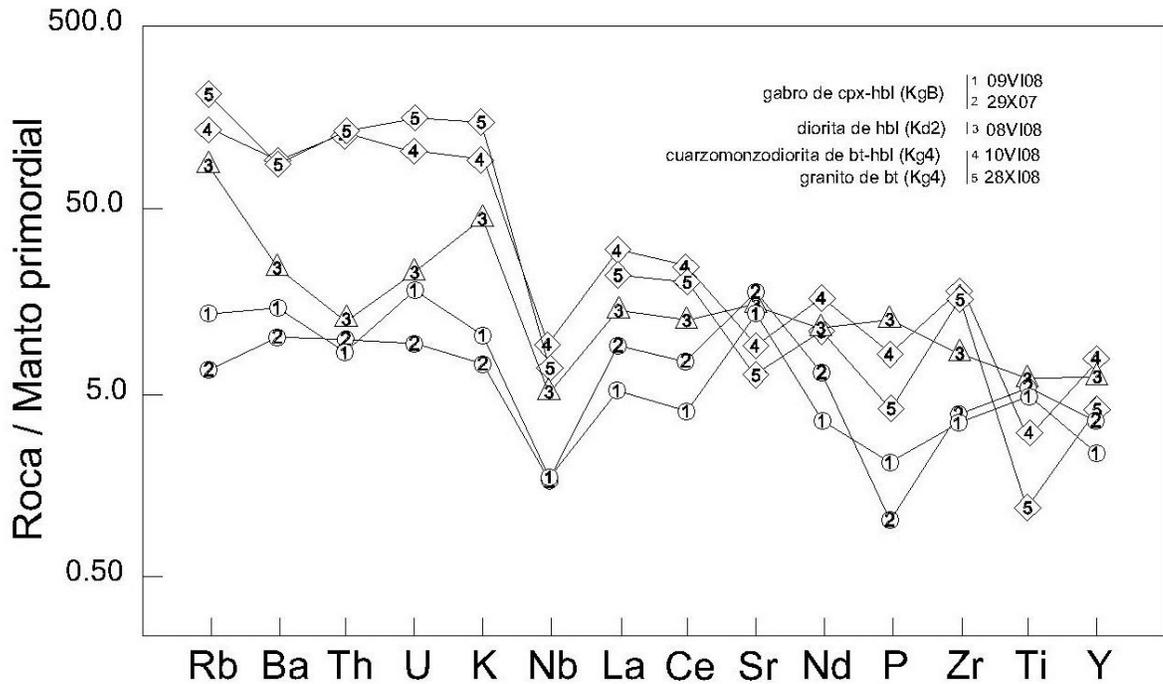


Fig. 5.29. Diagrama multi-elementos de las unidades intrusivas del plutón El Salinito. Los valores de referencia fueron obtenidos de Palme y O'Neill (2003).

Como se puede apreciar en el diagrama multi-elementos de la Fig. 5.29, el gabro KgB tiene patrones en zig-zag con un empobrecimiento en Nb y P. También muestran una marcada anomalía positiva en Sr y más pequeña en Ti. En la misma figura se observa que, respecto al gabro KgB, la diorita Kd2 tiene una mayor abundancia en Rb, una anomalía positiva de Sr menos marcada, una ligera anomalía positiva en P y negativa en Ti.

5.5.2. Rocas félsicas

De acuerdo con el diagrama de Fe* de Frost *et al.*, (2001), las rocas de composición de cuarzomonzodiorita a granito de biotita±hornblenda (Kg4) son ferroanas, cerca del límite con las rocas magnesianas (Fig. 5.30a). Según el índice calco-alcalino modificado (MALI $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}]$; Frost *et al.*, 2001), las rocas graníticas Kg4 se localizan dentro del campo de las rocas calcoalcalinas (Fig. 5.30b) y, de acuerdo con el índice de saturación de alúmina (ASI, $\text{Al}/[\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}]$; Shand, 1943), estas rocas son metaluminosas con un índice ASI de 0.93 a 0.99 (Fig. 5.30c).

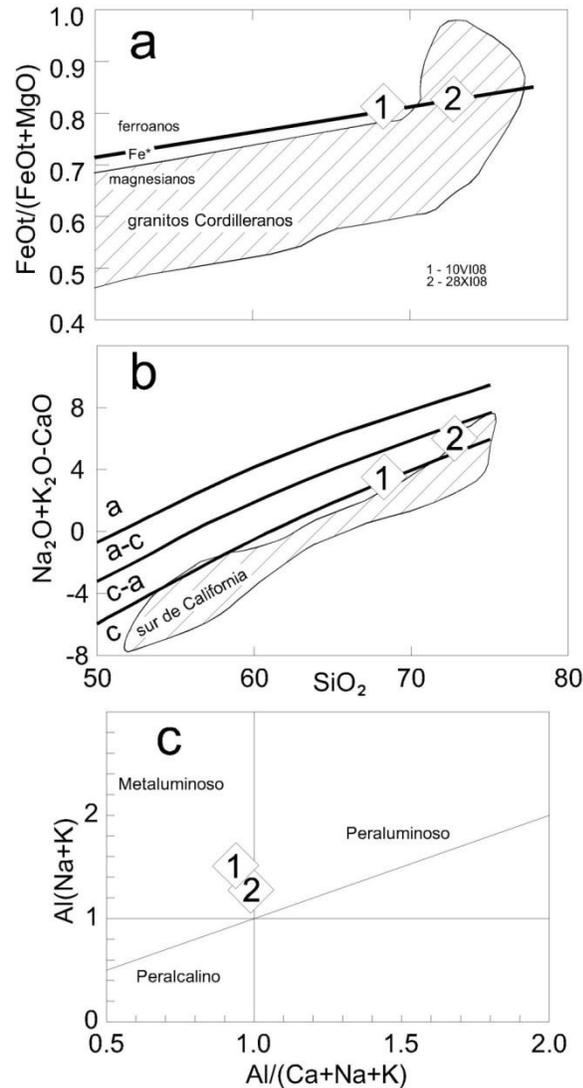


Fig. 5.30. Diagramas para la clasificación geoquímica de rocas granitoides de Frost *et al.* (2001) de los diques Kg4 de granito de biotita (muestra 28XI08) y de cuarzomonzodiorita de biotita-hornblenda (muestra 10VI08). (a) Diagrama $FeO^t/(FeO^t + MgO)$ vs. SiO_2 en donde se incluye la frontera entre los plutones ferroanos y magnesianos (línea continua) y el rango composicional de los batolitos Mesozoicos Cordilleranos (área delineada). (b) Diagrama Na_2O+K_2O-CaO vs. SiO_2 que incluye el rango composicional de los batolitos Mesozoicos Cordilleranos (área delineada). (c) Diagrama del índice de saturación de alúmina.

Las abundancias de sus REE normalizadas a condrita de los diques Kg4 tienen de 9 a 61 veces los niveles condriticos, con una modesta anomalía negativa de Eu ($Eu^* 0.59- 0.66$) y patrones planos en las HREE (Fig. 5.28b). Ambas muestras exhiben un evidente fraccionamiento en las LREE, que es mayor en la muestra 28XI08 ($La/Sm_{CN} 3.4$) que en la muestra 10VI08 ($La/Sm_{CN} 2.3$).

En el diagrama multi-elementos de la Fig. 5.29, los elementos más compatibles definen un marcado enriquecimiento respecto a los menos compatibles. Ambas muestras tienen una evidente anomalía negativa en Nb y Ti, así como en Ba, Sr y P. También presentan anomalías positivas en Nd y Zr. Los valores del Y son mayores al Ti. Una diferencia discernible entre las muestras 28XI08 y 10VI08 es que la primera presenta abundancias mayores en los elementos más compatibles y menores en los menos compatibles.

La anomalía negativa de Eu (Fig. 5.28) y de Sr (Fig. 5.29) que presentan los diques Kg4 sugiere que experimentaron un fraccionamiento de plagioclasa. La anomalía negativa en Ti y P en la Fig. 5.29 sugiere que pudieron experimentar también el fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti y apatito. La anomalía negativa en Ba que presentan estos diques (Fig. 5.29) puede deberse al fraccionamiento de anfíbol, plagioclasa u óxidos de Fe-Ti. Los altos valores de Y que llegan a presentar (Fig. 5.27) permite descartar al anfíbol, por lo que la plagioclasa u óxidos de Fe-Ti pudieron tener control sobre tal anomalía.

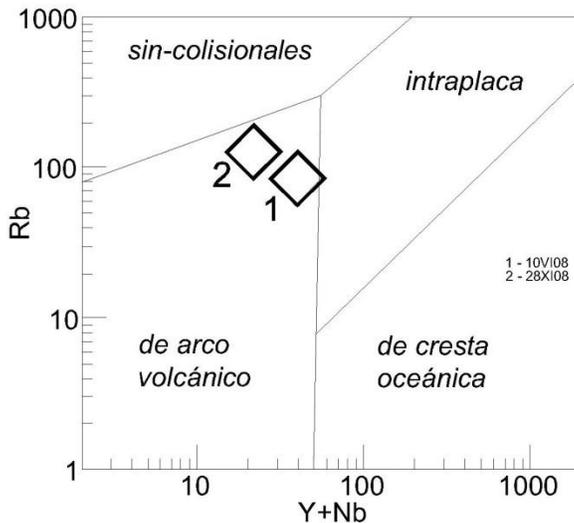


Fig. 5.31. Diagrama de discriminación tectónica Nb vs Y+Nb para rocas graníticas de Pearce *et al.* (1984) aplicado a los cuerpos de granodiorita-granito de biotita±hornblenda (Kg4) del plutón El Salinito.

Según el diagrama de discriminación tectónica Rb vs Y+Nb de Pearce *et al.* (1984), los granitos Kg4 presentan afinidad de arco volcánico (Fig. 5.31).

5.6. Geocronología de U-Pb en zircón

Fueron analizados 32 zircones de un afloramiento de metapelitas perteneciente a las rocas pre-Alisitos (muestra 08XII07; Fig. 5.32) ubicado al noroeste del plutón, cerca del arroyo Agua Amarga (Fig. 5.1). Los zircones de esta roca tienen tasas de U/Th < 3, lo que indica

un origen magmático. En general los zircones analizados son concordantes dentro del error analítico, aunque algunos cristales son ligeramente discordantes (Fig. 5.32).

Tabla 5.5. Análisis geocronológico de U-Pb en zircón realizado con un ICP-MS con Multicolector y Ablación Laser de metapelitas de las rocas pre-Alisitos que encajonan al plutón El Salinito.

Muestra	U (ppm)	Razones isotópicas						Edades aparentes (Ma)						Mejor edad		
		206Pb 204Pb	U/Th	207Pb* 235U	± (%)	206Pb* 238U	± (%)	error corr.	206Pb* 238U	± (Ma)	207Pb* 235U	± (Ma)	206Pb* 235U	± (Ma)	(Ma)	(Ma)
08XII07																
01	122	525	1.7	0.2047	8.5	0.0220	1.0	0.12	140.6	1.4	189.1	14.7	848.4	176.7	140.6	1.4
02	131	1287	1.9	0.1471	9.3	0.0205	1.0	0.11	130.9	1.3	139.4	12.1	285.5	211.8	130.9	1.3
03	183	3205	1.9	0.1428	8.7	0.0216	1.0	0.12	137.7	1.4	135.6	11.0	97.9	204.0	137.7	1.4
04	60	2030	2.1	0.1247	20.9	0.0207	3.5	0.17	132.1	4.5	119.3	23.5	-127.8	512.8	132.1	4.5
05	142	2377	1.9	0.1380	9.7	0.0208	1.1	0.12	132.4	1.5	131.3	11.9	110.7	226.9	132.4	1.5
06	158	1853	1.6	0.1441	7.2	0.0205	1.0	0.14	131.1	1.3	136.7	9.2	235.0	165.2	131.1	1.3
07	367	2132	1.3	0.1520	4.8	0.0214	1.0	0.21	136.3	1.3	143.7	6.5	268.2	108.5	136.3	1.3
08	407	3726	2.8	0.1471	3.7	0.0213	1.0	0.27	135.7	1.3	139.4	4.8	202.4	82.3	135.7	1.3
09	246	3774	1.6	0.1365	7.0	0.0204	1.1	0.15	130.4	1.4	130.0	8.5	121.0	162.6	130.4	1.4
10	364	3715	1.4	0.1438	2.8	0.0209	1.0	0.35	133.3	1.3	136.4	3.6	191.4	61.5	133.3	1.3
11	186	2059	1.8	0.1426	7.9	0.0208	1.0	0.13	132.6	1.3	135.3	9.9	183.8	181.6	132.6	1.3
12	38	468	2.3	0.1899	18.3	0.0220	1.1	0.06	140.5	1.5	176.5	29.7	692.0	392.7	140.5	1.5
13	141	1727	2.0	0.1493	6.5	0.0210	2.1	0.33	134.1	2.8	141.3	8.5	263.6	140.5	134.1	2.8
14	226	1030	1.9	0.1578	10.1	0.0206	1.0	0.10	131.5	1.3	148.8	14.0	432.8	225.4	131.5	1.3
15	152	695	2.0	0.1777	6.3	0.0211	2.5	0.39	134.7	3.3	166.1	9.7	640.1	125.3	134.7	3.3
16	117	1418	2.6	0.1445	12.6	0.0211	1.9	0.15	134.6	2.6	137.0	16.1	179.7	290.3	134.6	2.6
17	144	610	2.0	0.1971	10.0	0.0215	1.9	0.19	137.2	2.6	182.7	16.8	820.8	206.4	137.2	2.6
18	152	784	2.0	0.1860	15.4	0.0206	1.0	0.06	131.6	1.3	173.2	24.6	786.7	325.5	131.6	1.3
19	226	1323	2.0	0.1489	13.2	0.0202	1.0	0.08	129.2	1.3	140.9	17.4	343.4	299.7	129.2	1.3
20	164	1970	2.4	0.1509	11.2	0.0208	1.2	0.11	133.0	1.6	142.7	14.9	308.3	254.5	133.0	1.6
21	290	4702	1.7	0.1406	6.7	0.0207	5.3	0.79	132.0	6.9	133.5	8.4	160.8	96.8	132.0	6.9
22	272	1642	1.7	0.1543	8.1	0.0212	1.0	0.12	135.4	1.3	145.7	11.0	315.3	183.9	135.4	1.3
23	221	1625	3.0	0.1620	13.6	0.0212	1.3	0.10	135.1	1.7	152.4	19.2	431.3	302.1	135.1	1.7
24	156	935	2.2	0.1801	14.2	0.0215	1.0	0.07	137.4	1.4	168.1	22.0	625.3	307.3	137.4	1.4
25	152	1324	2.6	0.1558	6.4	0.0208	1.3	0.20	132.9	1.7	147.0	8.8	381.6	141.9	132.9	1.7
26	197	1523	2.2	0.1448	11.3	0.0207	4.8	0.42	132.3	6.3	137.3	14.5	225.7	237.0	132.3	6.3
27	101	811	1.7	0.1632	13.0	0.0208	2.5	0.19	132.7	3.2	153.5	18.6	486.9	283.8	132.7	3.2
28	247	396	2.4	0.2355	8.4	0.0217	1.9	0.23	138.2	2.6	214.7	16.3	1167.9	162.5	138.2	2.6
29	199	2239	2.3	0.1421	7.9	0.0206	1.8	0.22	131.5	2.3	134.9	10.0	196.1	179.8	131.5	2.3
30	345	1153	1.4	0.1783	19.7	0.0207	2.0	0.10	132.3	2.6	166.6	30.3	686.7	422.8	132.3	2.6
31	441	1795	2.8	0.1809	8.7	0.0233	1.0	0.11	148.2	1.5	168.8	13.6	469.1	192.6	148.2	1.5
32	105	1584	2.0	0.1435	9.8	0.0207	1.0	0.10	132.2	1.3	136.1	12.5	204.8	226.4	132.2	1.3

Los errores de las razones isotópicas son de 2σ .

Como se muestra en el histograma de la Fig. 5.32, el grupo de zircones más joven y numeroso presenta una edad alrededor de los 132 Ma, la cual se interpreta como la edad máxima de sedimentación de las metapelitas. Conforme la edad de los zircones es mayor, su población disminuye, de tal forma que el zircón más antiguo tiene 148.2 Ma (Tabla 5.5).

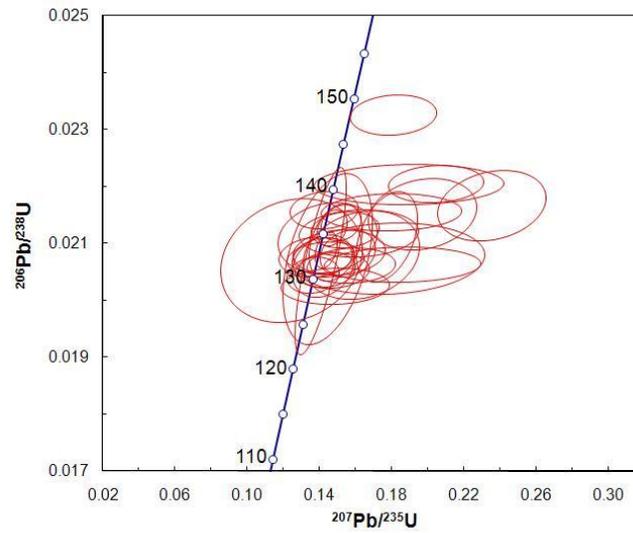


Fig. 5.32. Diagrama de concordia U-Pb de la muestra 08XII07 a partir de 32 zircones analizados de un afloramiento metapelítico localizado al noreste del plutón El Salinito. Los elipses de error de cada dato tienen un 68.3% de confiabilidad.

CAPÍTULO 6. PLUTONES EL MARMOLITO Y SAN GERMÁN

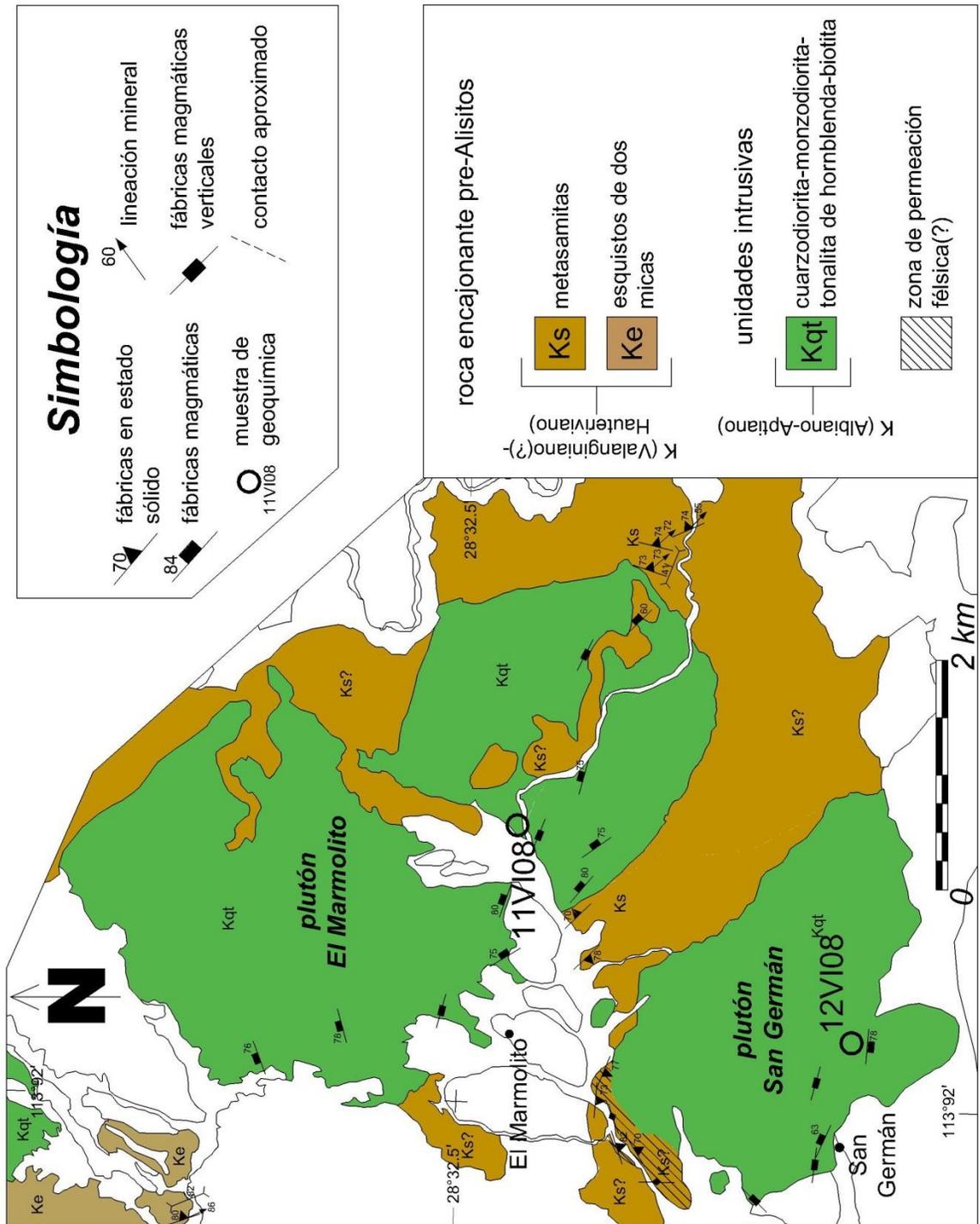


Fig. 6.1. Mapa geológico de los plutones San Germán y El Marmolito.

Los plutones El Marmolito y San Germán están descritos en el mismo capítulo por su cercanía geográfica y por sus similitudes mineralógicas, estructurales y geoquímicas.

Ambos plutones se encuentran a ~2 km al oriente del plutón El Salinito. En la Fig. 6.1 se muestra que los plutones están separados por un cinturón NW-SE de roca encajonante pre-Alisitos.

El plutón El Marmolito presenta una geometría elíptica de ~14.5 km². Su eje mayor es de dirección NW-SE y se extiende ~5.8 km, mientras que su eje menor NE-SW se extiende ~3.3 km. Está rodeado por rocas sedimentarias clásticas metamorfizadas pre-Alisitos, aunque gran parte de su periferia occidental está cubierta por conglomerados del Mioceno. La mitad sur del plutón contiene esquistos máficos y meta-lavas de aspecto andesítico distribuidos como techos colgantes o pantallas.

Hacia el sur, el plutón San Germán tiene una geometría irregular de ~5.5 km², ligeramente elongada hacia el NW-SE, con un eje mayor de ~3 km de extensión. Su eje menor de dirección NE-SW se extiende ~1.9 km y su periferia sur y occidental está cubierta por areniscas del Mioceno.

6.1. Litología y patrones estructurales de las rocas pre-Alisitos

Las rocas pre-Alisitos localizadas al noroeste del plutón consisten en esquistos de dos micas con intercalaciones rítmicas cada medio centímetro de dominios ricos en micas con dominios ricos en cuarzo. Los esquistos de dos micas (Kf en Fig. 6.1) presentan una asociación mineral de biotita + muscovita + cuarzo. Estas rocas presentan pseudoestratificación y fábricas de estado sólido con inclinación subvertical de dirección NW-SE (Fig. 6.2a), similar a la tendencia estructural regional. Asimismo, presenta líneas de estiramiento dirigidas hacia el SE (Fig. 6.2a).

En el cinturón NW-SE que separa a los plutones se observan esquistos cuarzofeldespáticos ricos en mica clara clasificados como metasamitas (Ks; Fig. 6.1). Estas rocas exhiben fábricas de estado sólido también de inclinación subvertical y dirección NW-SE (Fig. 6.2b).

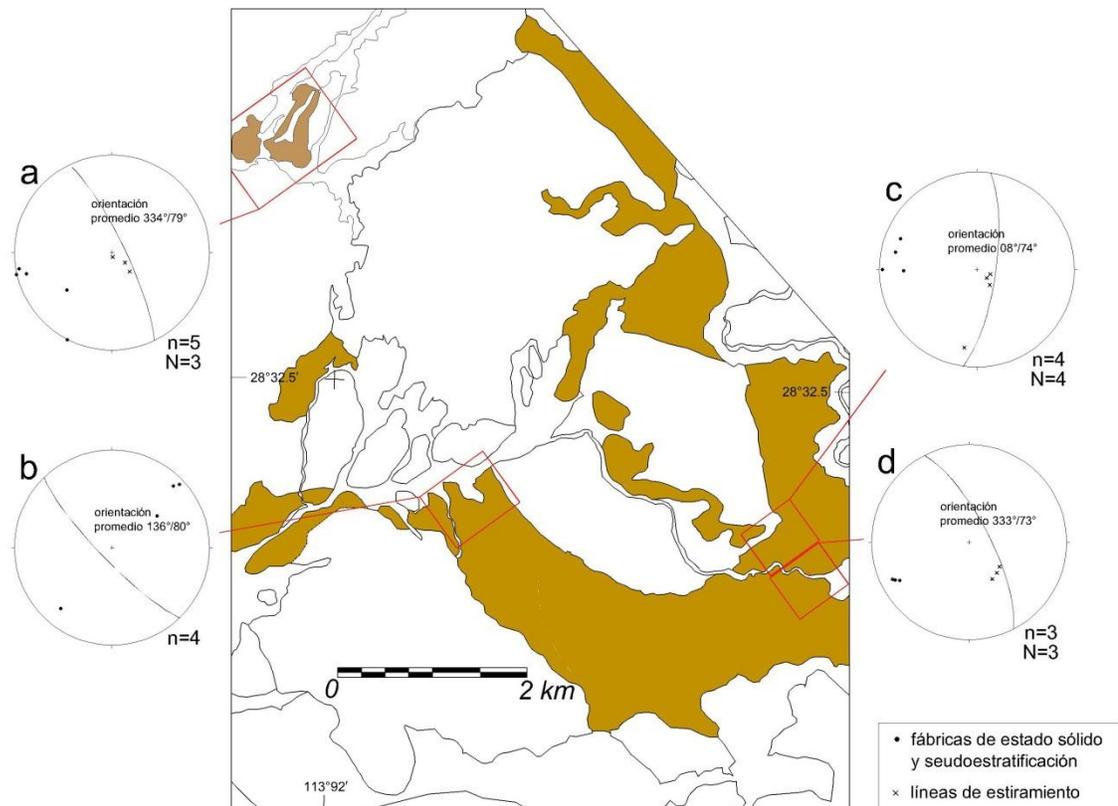


Fig. 6.2. Orientación de la pseudoestratificación y de las fábricas de estado sólido de las rocas pre-Alisitos localizadas alrededor del plutón El Marmolito.

En la periferia sureste del plutón El Marmolito se observan intercalaciones entre horizontes esquistosos afaníticos y melanocráticos de ~1 a 3 cm de espesor y horizontes ricos en cuarzo de ~0.1 a 0.3 cm clasificadas como metasamitas. De acuerdo con los datos disponibles, estas rocas tienen una pseudoestratificación y fábricas de estado sólido orientadas hacia NNE-SSW en los primeros 300 m del contacto con el plutón (Fig. 6.2c) y NW-SE (Fig. 6.2d). Independientemente de la distancia al contacto con el plutón, la lineación observada en el cuarzo de las rocas pre-Alisitos se dirigen hacia el SE (Figs. 6.2c y 6.2d).

Las fábricas internas de los esquistos de dos micas localizadas al noroeste y de las metasamitas al sureste de El Marmolito evidencian una naturaleza dúctil a través de pliegues asimétricos y estructuras S-C incipientes. La cinemática de estas rocas en dos sitios se muestra en las Figs. 6.3a y 6.3b.

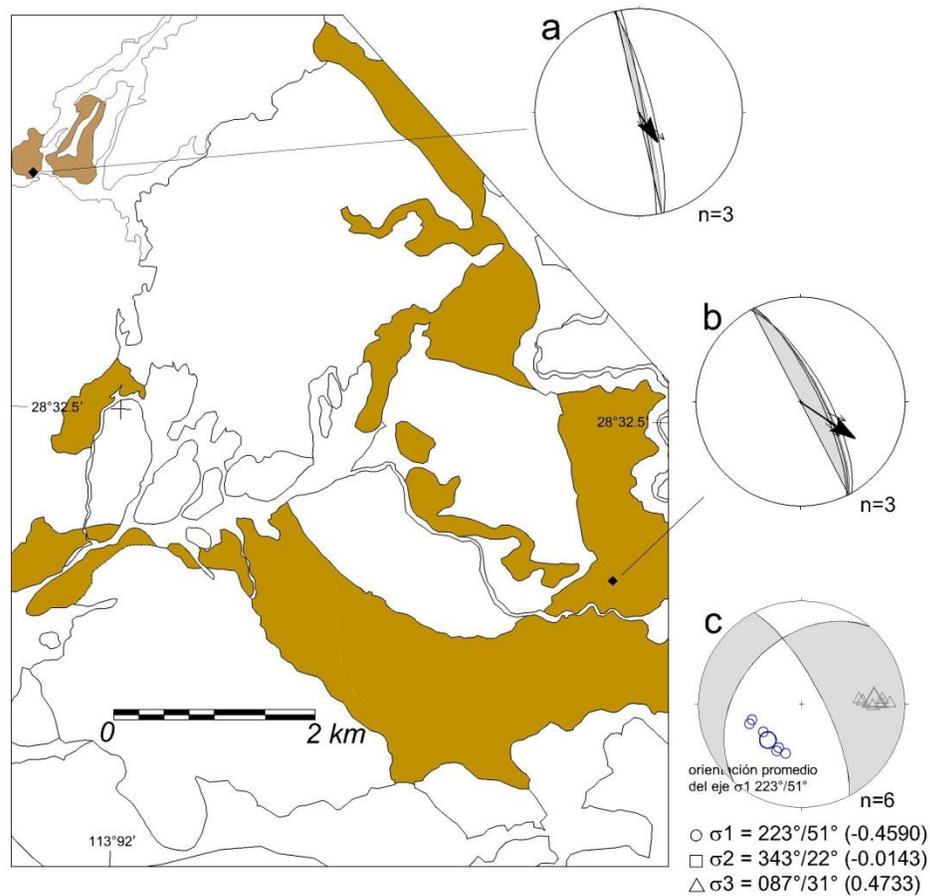


Fig. 6.3. (a) y (b) Localización de los sitios de donde se obtuvo la información cinemática de la cizalla dúctil impresa en las fábricas de estado sólido de las rocas pre-Alisitos alrededor del plutón El Marmolito. El estereograma muestra la dirección de las fábricas; las líneas indican el sentido del movimiento del bloque de techo deducido de los indicadores cinemáticos. El valor promedio de la foliación y del sentido de la cizalla se muestra a través del gran círculo sombreado en gris y de la flecha. (c) Distribución de los vectores de acortamiento (círculos azules) y de extensión (triángulos grises) de la deformación dúctil en las rocas pre-Alisitos del plutón El Marmolito.

En esta figura se puede observar que la cizalla dúctil que experimentaron las rocas pre-Alisitos fue de bloque SW hacia arriba con una componente de transcurrencia derecha. Como se muestra en la Fig. 6.3c, el vector de máximo acortamiento responsable de la cinemática reportada se orienta hacia $223^\circ/51^\circ$.

6.2. Litología y patrones estructurales de los plutones.

Las rocas que conforman al plutón El Marmolito comúnmente presentan enclaves redondeados a elongados de 1 a 50 cm. Este plutón exhibe fábricas magmáticas evidentes a través del alineamiento de sus minerales y de la orientación preferente de los enclaves. Las

fábricas magmáticas de las rocas localizadas al noroeste del plutón se orientan hacia el WSW (Fig. 6.4a); sin embargo, la orientación promedio de las fábricas magmáticas cambia en la parte central del plutón a ESE (Fig. 6.4b), y en la mitad sur presentan una dirección preferente NW-SE con inclinación contraria (Fig. 6.4c).

La roca que encajona el margen sureste del plutón contiene varios diques tonalíticos provenientes de El Marmolito de 1 a 1.5 m de espesor de orientación WNW (Fig. 6.4d), similar a la orientación preferencial de las fábricas magmáticas que presenta el plutón en el centro (Fig. 6.4b) y al sur (Fig. 6.4c). Estos diques están localmente afectados por planos de cizalla frágil paralelos a su orientación y que de acuerdo con los datos disponibles exhiben una cinemática normal con componente derecha.

Al noroeste de El Marmolito, una parte de las rocas pre-Alisitos está afectada por varios diques graníticos sub-horizontales (diquestratos) de grano grueso con facies pegmatíticas. Sus espesores son mayores de 2 m y tienen una orientación hacia el WSW y una inclinación subhorizontal (promedio $241^{\circ}/18^{\circ}$; Fig. 6.4e). Su dirección es similar a la dirección de las fábricas magmáticas del margen noroeste de El Marmolito. Sin embargo, como la inclinación de los diquestratos es subhorizontal, éstos son ortogonales a las fábricas magmáticas de El Marmolito (promedio $258^{\circ}/86^{\circ}$; Fig. 6.4a).

Estos diquestratos están alimentados por diques verticales de 2 a 3 m de espesor separados cada ~ 50 m de orientación NNE (Fig. 6.4e), similar a la tendencia estructural regional de las rocas pre-Alisitos y a los datos de la Fig. 6.2d. Al igual que los diques ubicados al sureste del plutón (Fig. 6.4d), los diques alimentadores también están localmente afectados por planos de cizalla verticales que, de acuerdo con los datos disponibles, también son de transcurrencia derecha y de orientación ESE.

Las fábricas magmáticas en el margen suroeste del plutón San Germán se orientan hacia el ESE (Fig. 6.4f), mientras que en el margen occidental presentan la misma orientación preferencial pero con mayor variación en su inclinación (Fig. 6.4g). Finalmente, al oeste-noroeste, nuestros datos indican que sus fábricas cambian de orientación preferentemente hacia el NE-SW (Fig. 6.4h).

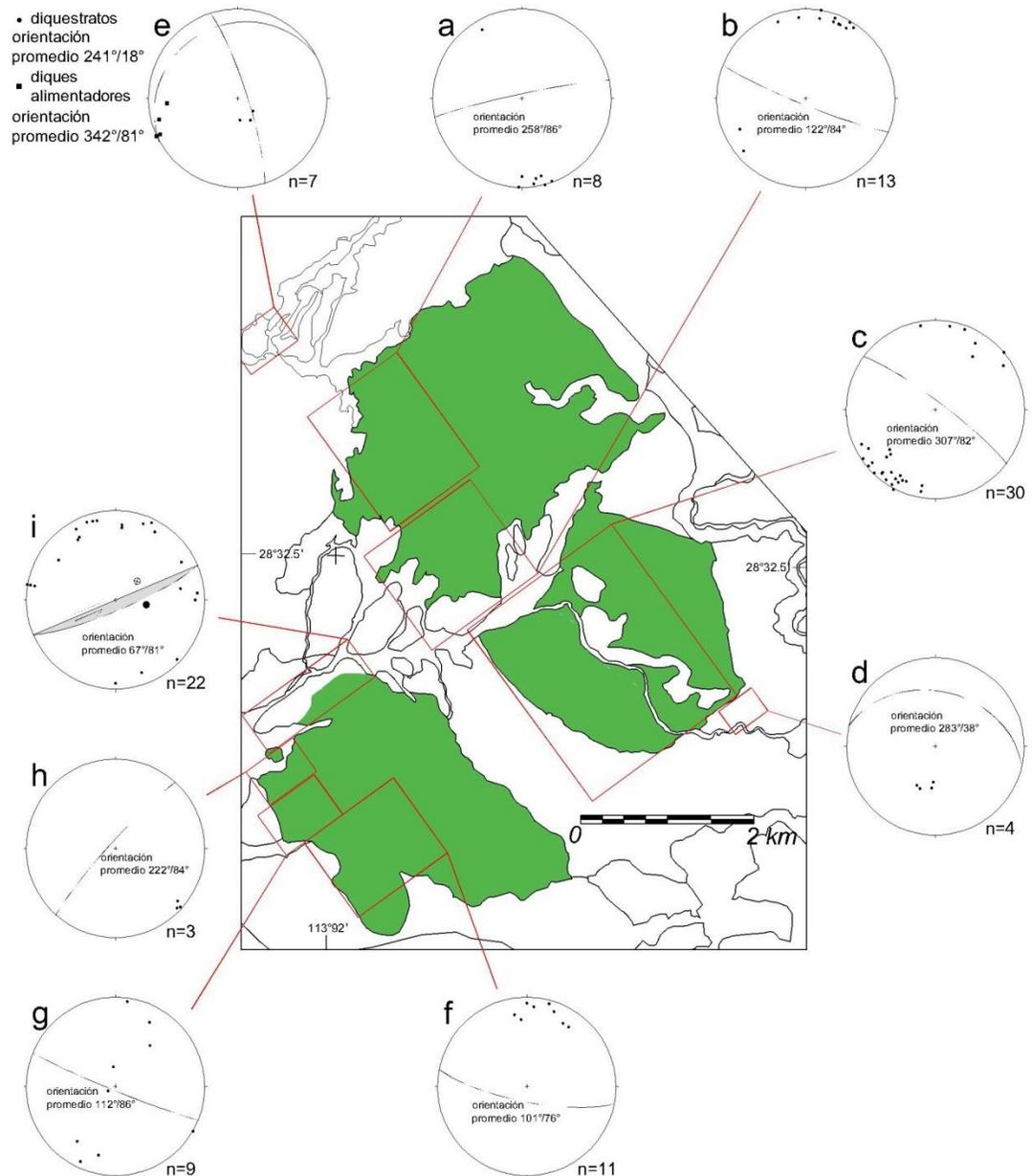


Fig. 6.4. Fábricas magmáticas (a, b y c) del plutón El Marmolito y orientación de diques (d y f) afectadas por cizallas frágiles (e y g) en sus alrededores. Fábricas magmáticas del plutón San Germán (h, i y j) y fábricas dúctiles en un afloramiento de aspecto bimodal en el borde del plutón (k).

El hecho que los diques alimentadores al noroeste y los diques individuales al sureste de El Marmolito sean más o menos paralelos a las fábricas de las rocas pre-Alisitos (comparar Figs. 6.4e con Fig. 6.2), junto con que carecen de fábricas internas dúctiles como las que presentan los cuerpos Kt, Kg1 y Kg2 en Nuevo Rosarito y La Unión, sugiere que la anisotropía preexistente en la roca encajonante pudo tener un control estructural en su

emplazamiento. Lo mismo sugerimos para el emplazamiento de El Marmolito y San Germán, cuyas fábricas magmáticas al occidente y sur son más o menos paralelas a las fábricas de las rocas pre-Alisitos (comparar Figs. 6.4b, 6.4c, 6.4d, 6.4f y 6.4g con Fig. 6.2). Por su parte, la orientación de las fábricas magmáticas de las rocas que se encuentran en el margen noroeste de ambos plutones (Figs. 6.4a, 6.4h y 6.4i) podría deberse a un efecto de borde y/o a que se localizaban a una profundidad distinta dentro de la cámara magmática.

La textura de las rocas que conforman los plutones El Marmolito y San Germán es homogénea; ésto es, a diferencia de Nuevo Rosarito o El Salinito que están compuestos por siete o por cinco unidades intrusivas, en estos plutones no se reportan cuerpos individuales con mineralogía o textura distintas; por lo tanto, las rocas de ambos plutones están agrupadas en una misma unidad intrusiva: cuarzodiorita, monzodiorita y tonalita de biotita-hornblenda (unidad Kqt; Fig. 6.1).

En la periferia noroeste de San Germán se localiza un afloramiento de aspecto bandeado de varias decenas de metros, que consiste en la intercalación rítmica de bandas mesocráticas de 0.5 a 4.0 cm de espesor y leucocráticas de 0.6 a 9.5 cm de espesor, ambas exhibiendo pliegues asimétricos, boudines y numerosos planos de cizalla dúctil (Fig. 6.5). Las bandas mesocráticas son ricas en feldespato potásico y biotita o en oligoclasa y biotita, mientras que las leucocráticas son ricas en cuarzo, con un contenido subordinado de oligoclasa, feldespato potásico y biotita. La orientación de las bandas tiende a ser paralela a la periferia (Figs. 6.1 y 6.4h) y a buzarse hacia el plutón. Este afloramiento puede interpretarse como una zona bordera en la que material félsico proveniente de San Germán permeó a las rocas que lo encajonan; sin embargo, el hecho que la orientación de sus bandas sea perpendicular a la de la tendencia regional NW-SE indica que este afloramiento antes debió deformarse según la periferia del plutón. A través de observaciones cinemáticas realizadas en campo de sus pliegues asimétricos y de sus planos de cizalla dúctil, se infiere que estas rocas experimentaron una componente izquierda en planta e izquierda de perfil, con el ascenso de las paredes del plutón respecto a la roca encajonante.



Fig. 6.5. Afloramiento de aspecto bandeado compuesto por bandas mesocráticas y leucocráticas, en contacto con el margen noroeste del plutón San Germán (cortesía de Porfirio Áviles).

6.3. Petrografía de las unidades intrusivas

Para la petrografía de los plutones San Germán y El Marmolito fueron analizadas las muestras 34X07, 12VI08, 11VI08, 23X07 y 32X07 (Fig. 6.6; Tabla 6.1).

Tabla 6.1. Moda de los plutones San Germán y El Marmolito

MUESTRA	MINERALES					
	Pl	Kfs	Qtz	Am	Bt	Op
23X07	64.4	-	23.8	10.3	1.6	-
25X07	35.2	17.7	40.7	-	6.4	-
32X07	52.6	17.8	14.5	1.9	13.1	-
34X07	34.7	10.8	23.7	-	30.8	-
11VI08	59.8	0.3	27.1	3.1	7.9	1.7
12VI08	71.2	6.9	5.3	8.8	6.8	1.0

La muestra 12VI08 obtenida del plutón San Germán, es una tonalita de hornblenda-biotita, hipidiomórfica granular de grano grueso. La mayoría de los cristales de plagioclasa presentan zonamiento normal discontinuo, con núcleos de andesina a oligoclasa y bordes más sódicos. Varios cristales tienen núcleos cálcicos corroídos, con una epidotización y/o sericitización ligera a intensa, así como fracturas intragranulares. Los cristales de mayor tamaño exhiben zonamiento oscilatorio. El feldespato potásico es anhedral, de grano fino, con maclado tartán incipiente. El cuarzo también es anhedral, del los cuales las fronteras

cristalinas de algunos de ellos tienen geometrías lobulares. Ocasionalmente exhiben extinción en ajedrez incipiente y/o lamelas de deformación. La hornblenda verde es intersticial, al igual que la biotita. La biotita es de grano grueso, café-rojiza, a veces ligeramente cloritizada.

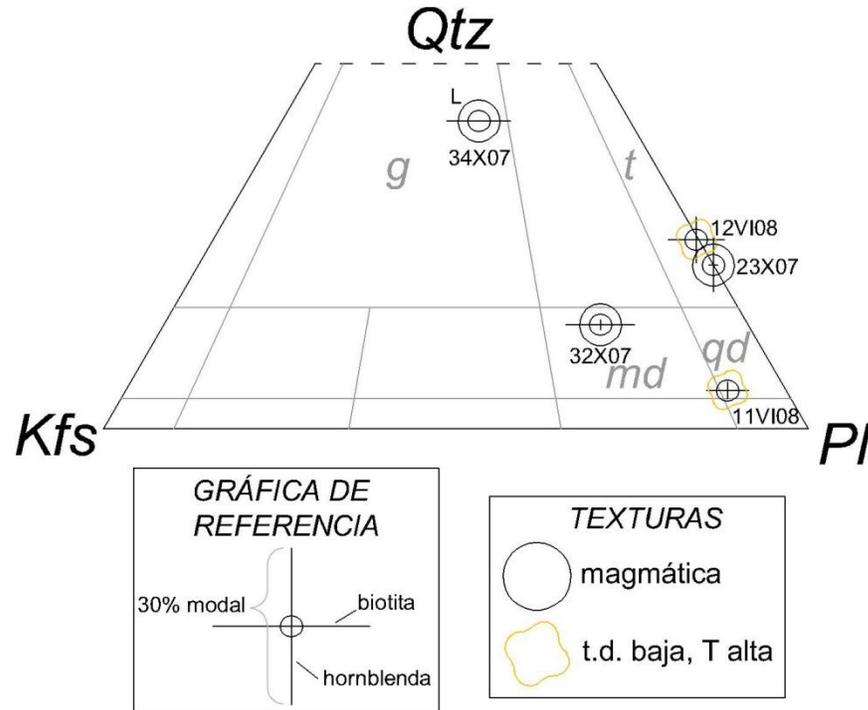


Fig. 6.6. Clasificación modal QAP y texturas de las unidades intrusivas de los plutones San Germán y El Marmolito. La longitud de las barras en la gráfica de referencia representa el 30% modal del correspondiente mineral. En la gráfica de referencia, las barras vertical y horizontal representan el contenido modal de la hornblenda y de la biotita, respectivamente. Las texturas en cada muestra están basadas según los criterios de la Fig. 2.1. La letra L representa a la muestra proveniente de la banda leucocrática del afloramiento de aspecto bandeado de la Fig. 6.5. Abreviaturas: qd=cuarzo diorita, md=monzo diorita, t=tonalita, g=granito, t.d.=tasa de deformación, T=temperatura.

Las muestras 11VI08, 23X07 y 32X07 representativas del plutón El Marmolito presentan composiciones modales distintas. Las muestras 11VI08 y 32X07 cuarzodiorita y monzodiorita, respectivamente, son hipidiomórficas granulares de grano medio a grueso. La plagioclasa es eu-subhedral, comúnmente con zonamiento normal discontinuo, de núcleos de andesina y bordes de oligoclasa, muchos de ellos con núcleos cálcicos corroídos, o con textura de caja, ligera a totalmente epidotizados y/o sericitizados. Algunas de las plagioclasas zonadas presentan fracturas intragranulares rellenas de fases más sódicas, las cuales están en continuidad óptica con los bordes cristalinos, lo que sugiere que

durante su cristalización ocurrió el fracturamiento. Ambas muestras contienen feldespatos potásicos anhedral de grano fino. El feldespato potásico de la muestra 32X07 exhibe maclado tartán incipiente, perfitas en flama y crecimiento de mirmekitas finas. En ambas muestras, el cuarzo es anhedral de grano grueso, y varios de ellos presentan fronteras cristalinas lobulares, lo que sugiere recristalización por migración de frontera de grano. En las muestras 23X07 y 32X07 (tonalita y monzodiorita), el cuarzo exhibe extinción ondulada a extinción incipiente en ajedrez. La biotita es de grano grueso, pocos de ellos ligeramente cloritizados, de color café-rojizo. La hornblenda es de color verde, euhedral de grano fino. La muestra 11VI08 ocasionalmente incluye inclusiones de cuarzo de grano muy fino concentrados en sus núcleos cristalinos y calcita hidrotermal. En los dos plutones reportamos apatito, zircón, esfena y opacos como minerales accesorios.

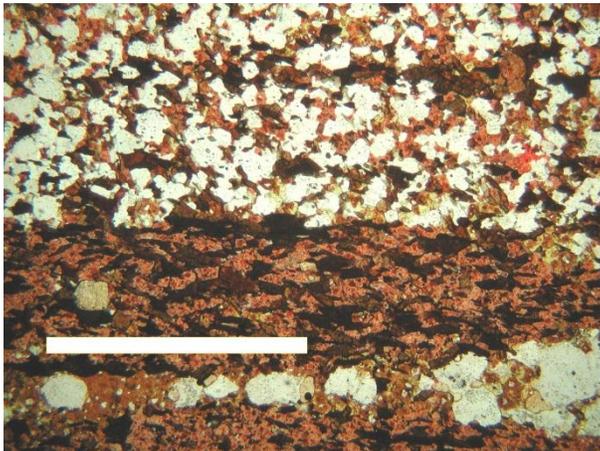


Fig. 6.7. Lámina delgada teñida perteneciente al afloramiento bimodal localizado al noroeste del plutón San Germán (muestra 34X07; Fig. 6.5). La mitad superior corresponde a una banda leucocrática rica en cuarzo. La mitad inferior corresponde a una banda mesocrática rica en biotita y oligoclasa. El contacto entre ambas está delineado por las fronteras cristalinas del cuarzo y del feldespato de ambas bandas. La granularidad en ambas bandas es similar. Fotografía obtenida con el objetivo en 4x. La barra blanca representa 1.0 mm.

Las bandas leucocráticas del afloramiento bimodal ubicado al noroeste de San Germán (Fig. 6.4) tienen una composición modal de granito de biotita (muestra 34X07; Fig. 6.6) que es más félsica que la composición reportada para San Germán. En el microscopio también se aprecia que los contactos entre las bandas mesocráticas y las leucocráticas de ese afloramiento están delineados por las fronteras cristalinas del feldespato y del cuarzo de ambas bandas (Fig. 6.7).

6.4. Geoquímica de roca total

Para el análisis de geoquímica de roca total fueron analizadas la cuarzodiorita 11VI08 de El Marmolito y la tonalita 12VI08 de San Germán. Los datos geoquímicos y las normas CIPW se enlistan en la Tabla 6.2.

Tabla 6.2. Datos de la geoquímica de roca total y la norma CIPW de las muestras representativas de los plutones El Marmolito y San Germán, agrupadas en la unidad cuarzo diorita-monzogranito-tonalita de biotita-hornblenda (Kqt).

Roca (Unidad intrusiva)	qdio bt-hbl (Kqt)	ton hbl-bt (Kqt)
Muestra	11-VI-08	12-VI-08
Coordenadas N	216114/	214315/
Coordenadas E	3159896	3157042
Código analítico	4Litho	4Litho
(a) Elementos mayores (% peso)		
SiO ₂	64.70	63.58
TiO ₂	0.55	0.55
Al ₂ O ₃	15.36	15.34
Fe ₂ O ₃ ⁺	4.42	5.23
MnO	0.08	0.09
MgO	1.97	2.41
CaO	4.73	4.99
Na ₂ O	4.04	3.41
K ₂ O	1.70	2.02
P ₂ O ₅	0.13	0.12
LOI	0.69	0.66
Total	98.37	98.40
(b) normas CIPW (% peso)		
Q	21.74	21.33
Or	10.32	12.26
Ab	35.12	29.64
An	19.27	21.14
Ne	0.00	0.00
C	0.00	0.00
Di	3.25	2.86
Hy	7.18	9.36
Ol	0.00	0.00
Mt	1.74	2.06
Il	1.07	1.07
Ap	0.31	0.29
Mg#	54.57	55.39
(c) Elementos traza (ppm)		
Ba	492.0	516.0
Rb	38.0	49.0
Sr	598.0	356.0
Zr	88.0	109.0
Y	8.0	12.0
Nb	4.0	4.0
Th	2.5	3.6
Pb	7.0	-
Ga	19.0	17.0
Zn	80.0	40.0
Cu	30.0	20.0
Cr	390.0	330.0
Ni	20.0	-
V	100.0	112.0
Hf	2.6	3.0
Cs	1.4	1.1
Sc	5.0	9.0
Ta	0.3	0.4
Co	11.0	14.0
U	1.0	1.2
(d) Elementos de tierras raras (ppm)		
La	12.70	12.50
Ce	25.30	23.80
Pr	2.83	2.60
Nd	10.50	9.90
Sm	2.30	2.30
Eu	0.75	0.71
Gd	2.00	2.10
Tb	0.30	0.30
Dy	1.60	2.00
Ho	0.30	0.40
Er	0.90	1.30
Tm	0.14	0.19
Yb	0.90	1.30
Lu	0.13	0.19

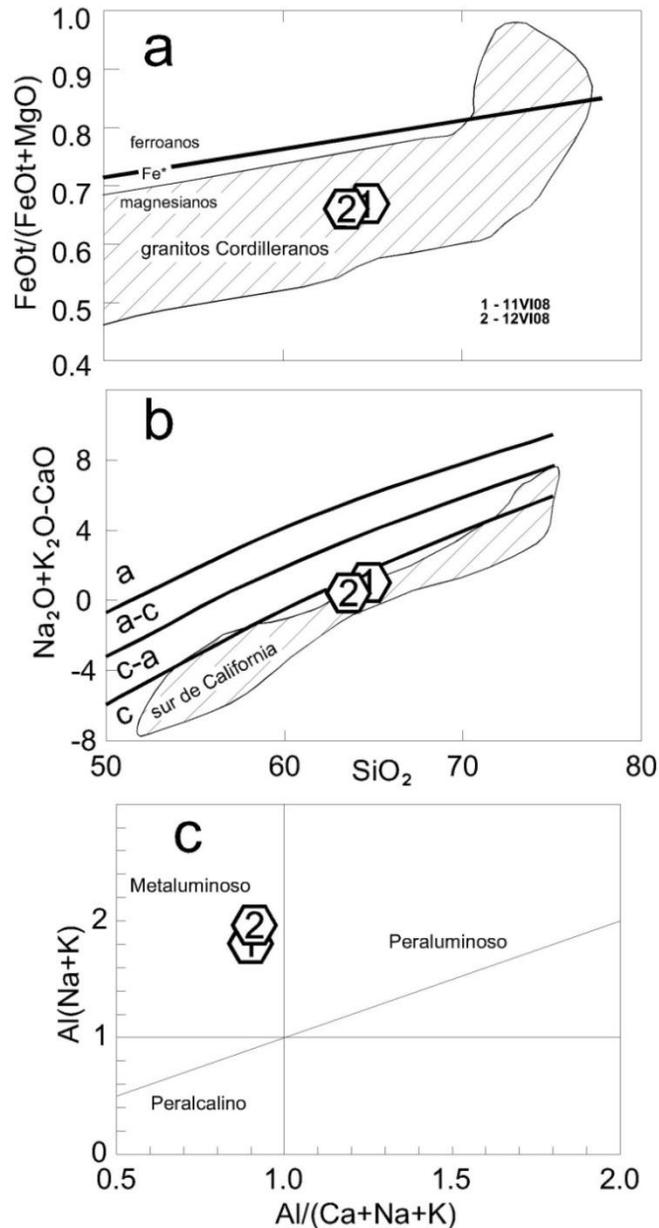


Fig. 6.8. Diagramas para la clasificación geoquímica de los granitoides de los plutones El Marmolito y San Germán de acuerdo con de Frost *et al.* (2001). (a) Diagrama $\text{FeO}^t/(\text{FeO}^t + \text{MgO})$ vs. SiO_2 en donde se incluye la frontera entre los plutones ferroanos y magnesianos (línea continua) y el rango composicional de los batolitos Mesozoicos Cordilleranos (area delineada). (b) Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs. SiO_2 que incluye el rango composicional de los batolitos Mesozoicos Cordilleranos (área delineada). (c) Diagrama del índice de saturación de alúmina.

De acuerdo con el diagrama de Fe^* ($\text{Fe}^* = \text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$; Frost et al., 2001), ambas muestras son magnesianas (Fig. 6.8a), correspondientes al campo de los granitoides Cordilleranos. Según el índice calcoalcalino modificado (MALI [$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$];

Frost et al., 2001) las rocas son cálcicas, dentro del rango composicional reportado para los plutones del sur de California (Fig. 6.8b). Utilizando el índice de saturación de alúmina (ASI, $Al/[Ca + Na + K]$; Shand, 1943) se clasifican como metaluminosas, con un índice ASI de 0.90 y 0.91 (Fig. 6.8c).

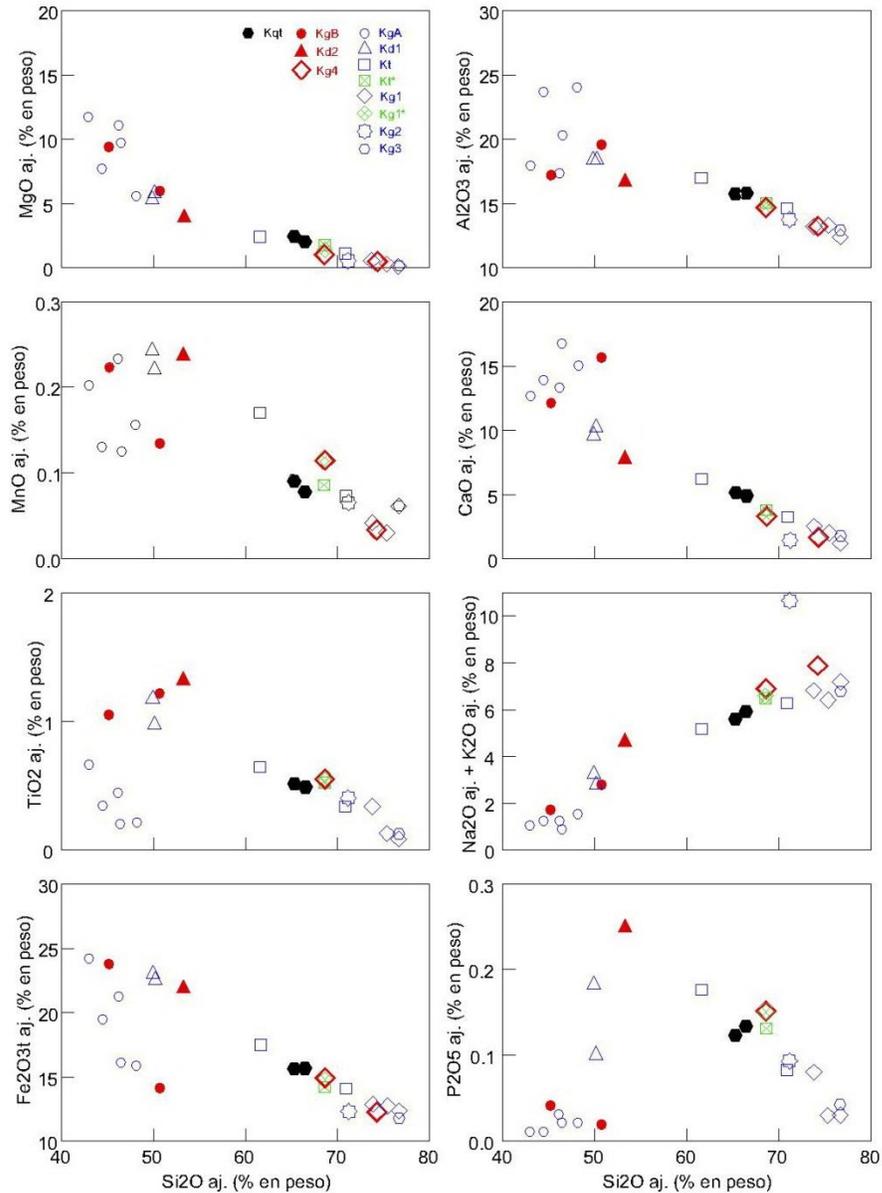


Fig. 6.9. Diagramas Harker de óxidos de elementos mayores de las muestras representativas de los plutones El Marmolito (11VI08) y San Germán (12VI08), ambas agrupadas dentro de la unidad intrusiva cuarzo diorita-monzo diorita-tonalita de biotita-hornblenda (Kqt) e incluidas junto con la composición de los elementos mayores de las unidades félsicas de la serie intrusiva Nuevo Rosarito. Los elementos mayores son recalculados al 100% con base anhidrida (prefijo aj.).

En las Figs. 6.9 y 6.10 la composición de los elementos mayores y traza de las muestras 11VI06 y 12VI06 son incluidas en los diagramas Harker de los elementos mayores y traza de Nuevo Rosarito, respectivamente, para su comparación. Como se puede apreciar en la Fig. 6.9, la composición los elementos mayores de las muestras representativas de El Marmolito y San Germán continúan el patrón rectilíneo o curvilíneo que presentan las unidades félsicas de Nuevo Rosarito. Sin embargo, no se puede decir lo mismo de las composiciones de los elementos traza. En la Fig. 6.10 se observa que aunque el contenido de V, U, Ba y Rb podría seguir la tendencia lineal que presentan los intrusivos de Nuevo Rosarito, sus abundancias en Y, Cr, Sr y Sc son dispares, lo que sugiere una contribución de mezcla química de magmas, contaminación o quizá una fuente parental distinta entre estos plutones y Nuevo Rosarito.

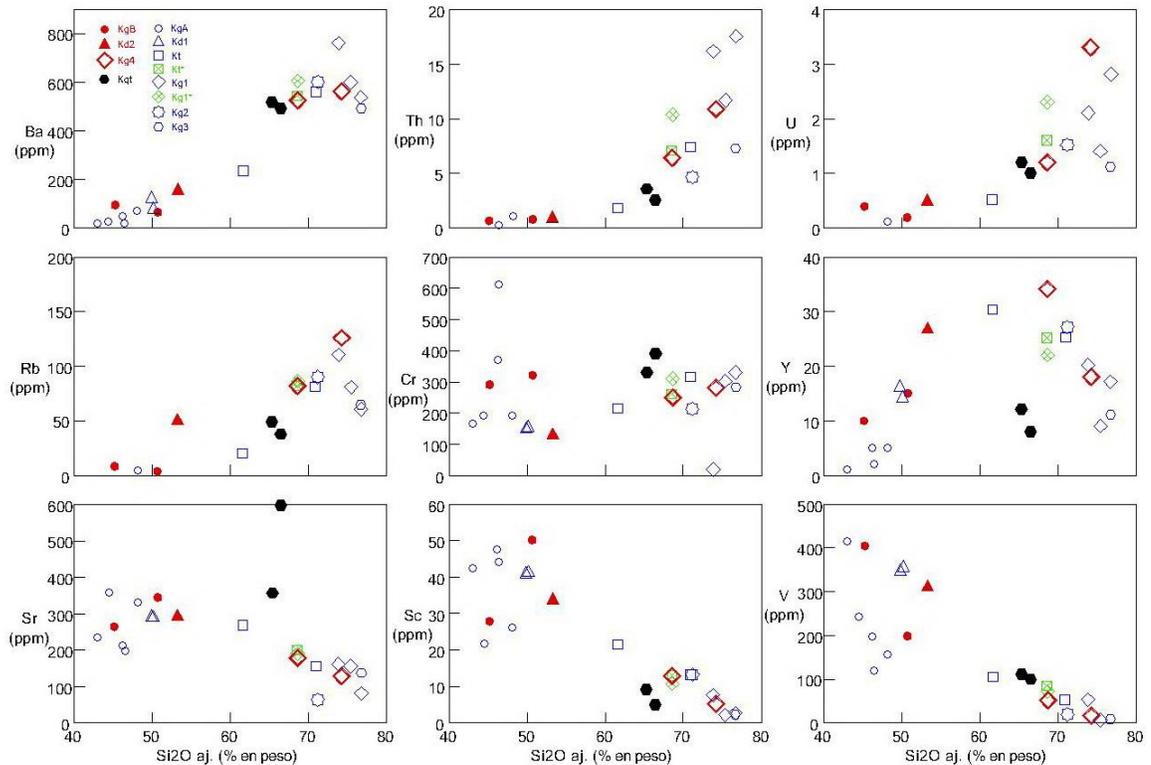


Fig. 6.10. Diagramas Harker de óxidos de elementos traza de las muestras representativas de los plutones El Marmolito (11VI08) y San Germán (12VI08), ambas agrupadas dentro de la unidad intrusiva cuarzo diorita-monzo diorita-tonalita de biotita-hornblenda (Kqt) e incluidas junto con la composición de los elementos mayores de las unidades félsicas de la serie intrusiva Nuevo Rosarito. La sílice es recalculada al 100% con base anhidra (prefijo aj.).

Las abundancias de las REE normalizadas a condrita de estas muestras tienen de 4 a 39 veces los niveles condriticos. Exhiben un fraccionamiento evidente en las LREE (La/SmCN 3.4) con una pendiente continua hasta el Dy, a partir del cual se definen patrones relativamente lineales en el resto de las tierras raras pesadas (Fig. 6.11). No exhiben anomalía en Eu.

Como se puede apreciar en el diagrama multi-elementos de la Fig. 6.12, los elementos más compatibles de estos plutones presentan un patrón relativamente plano con una sutil anomalía negativa en Th y exhiben un mayor enriquecimiento que los elementos menos compatibles. También tienen anomalías negativas en Nb, y positivas en Sr y Zr. Los valores de Y son muy similares o menores a los del Ti.

Según el diagrama de discriminación tectónica Rb vs Y+Nb de Pearce *et al.* (1984), San Germán y El Marmolito presentan afinidad de arco volcánico (Fig. 6.13). De acuerdo con los parámetros de Chappell y White (1974), también tienen firmas geoquímicas típicas de granitos tipo I, con Na₂O en el rango de 3.4 a 4.0%; ASI con valores de 0.90 a 0.91; y presencia de diopsida normativa.

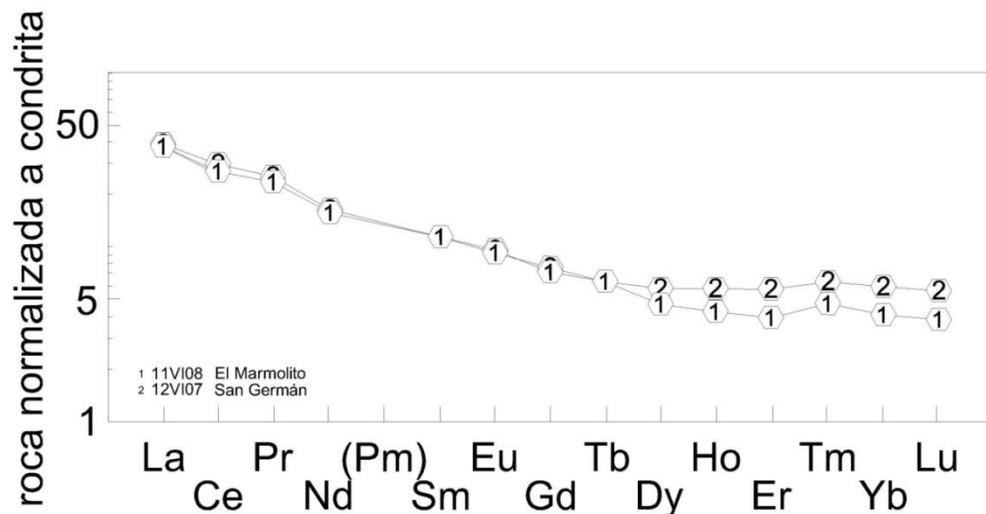


Fig. 6.11. Patrones de REE normalizados a condrita de las muestras representativas de los plutones El Marmolito (11VI08) y San Germán (12VI08). Los valores de referencia fueron obtenidos por Nakamura (1974) y Haskin *et al.* (1968).

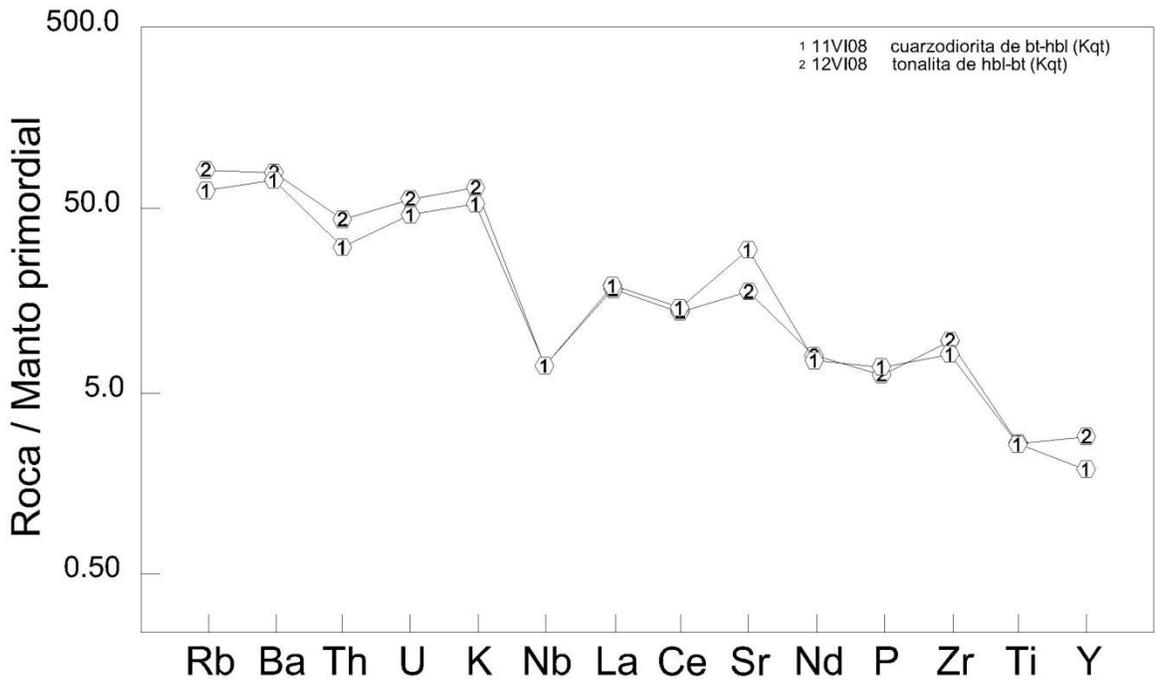


Fig. 6.12. Diagrama multi-elementos de las unidades intrusivas de los plutones El Marmolito (muestra 11VI08) y San Germán (muestra 12VI08). Los valores de referencia fueron obtenidos de Palme y O’Neill (2003).

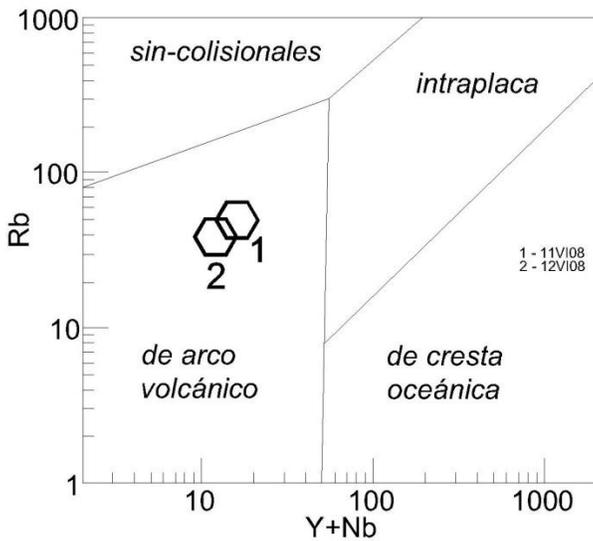


Fig. 6.13. Diagrama de discriminación tectónica Nb vs Y+Nb para rocas graníticas de Pearce *et al.* (1984) aplicado a los plutones El Marmolito y San Germán.

CAPÍTULO 7. DISCUSIÓN

7.1. Roca encajonante pre-Alisitos

7.1.1. Tres secuencias pre-Alisitos

La litología, deformación y metamorfismo de las rocas pre-Alisitos que encajonan a los plutones del Aptiano-Albiano de la zona de estudio son muy variados; aun así, en este trabajo se identifican al menos tres secuencias.

7.1.1.1. Secuencia metamórfica del Triásico (?)-Jurásico Superior

La secuencia pre-Alisitos más antigua identificada en este trabajo está representada por las pantallas embebidas dentro de los granitoides del Jurásico Superior (p. ej., Fig. 4.3). Su litología está dominada por rocas metavolcánicas (subcapítulo 4.1.2; Figs. 4.5c y 4.17), que incluyen metabasitas con metamorfismo en la facies de anfibolita (*sensu stricto*) y meta-riolitas (Fig. 4.5d). Las migmatitas estromáticas y algunas milonitas cuarzofeldespáticas localizadas al noroeste del plutón El Salinito (Fig. 5.10) posiblemente también formen parte de esta secuencia.

7.1.1.2. Granitoides del Jurásico Superior

La mineralogía y composición modal de los granitoides Jt de Nuevo Rosarito y La Unión (Figs. 4.11 y 4.12) como los de los ortogneises de El Salinito (Fig. 5.11) son similares. En los tres plutones contienen pantallas de textura protomilonítica a milonítica con metamorfismo en facies de anfibolita. Además, la orientación y los espesores de los diques aplíticos contenidos en los granitoides de Nuevo Rosarito y La Unión son similares. Por estas razones, los granitoides Jt y los ortogneises de El Salinito quizá representan episodios magmáticos que posiblemente fueron más o menos contemporáneos, pero que experimentaron una deformación dúctil en condiciones de presión o temperatura distintas.

Los granitoides Jt se encuentran ampliamente expuestos en el complejo La Unión (unidad Jt; Fig. 4.1), de los cuales se obtuvo una fecha U-Pb en zircón de 151.6 ± 2.6 Ma (muestra 17XII07; Fig. 4.38) que contrasta con los 139.5 ± 2.0 Ma obtenida de la secuencia del Cretácico Inferior.

7.1.1.3. Secuencia meta-volcanoclástica-volcánica del Cretácico Inferior

La secuencia pre-Alisitos interpretada como la más reciente consiste en rocas metavolcánicas y metavolcanoclásticas con metamorfismo en facies de esquistos verdes a anfibolita de epidota. Sus texturas son esquistosas a protomiloníticas y sus edades U-Pb en zircón alcanzan el inicio del Cretácico Inferior.

En el plutón Rosarito de la serie intrusiva Nuevo Rosarito, las rocas metavolcanoclásticas (p. ej., Fig. 3.3a) y las metavolcánicas de composición andesítica a dacítica con metamorfismo en facies de esquistos verdes se agrupan dentro de esta secuencia. De aquí se obtuvo la edad promedio U-Pb en zircón de 139.5 ± 2.0 Ma de una brecha volcánica (muestra NR-24; Fig. 3.17).

Al oriente de La Unión, las rocas pre-Alisitos consisten en grauvacas feldespáticas con intercalaciones de tobas y derrames basálticos con metamorfismo en facies de esquistos verdes a anfibolita de epidota. Al sureste de La Unión afloran filitas de dos micas, cuya relación estratigráfica con las grauvacas feldespáticas está oscurecida por las intrusiones cretácicas. Aunque no se tiene ningún análisis geocronológico, la similitud litológica y de metamorfismo de las rocas metavolcanoclásticas que encajonan al complejo La Unión con las rocas metavolcanoclásticas que circundan al plutón Rosarito sugiere que ambas pueden ser correlacionables. Otro argumento a favor de que ambas rocas pueden formar parte de la misma secuencia es que tanto en la zona de Nuevo Rosarito como en la del complejo La Unión se encuentran en contacto discordante con los granitoides jurásicos Jt (secciones 3.1 y 4.1.3).

Al noroeste del plutón El Salinito, la secuencia encajonante está dominada por metagrauvacas (Kgr), metapelitas (Kp) y esquistos de dos micas (Ke) que no superan la facies de esquistos verdes, y cuyos protolitos de los dos últimos pueden ser lutitas y alternancias entre areniscas y limolitas con lutitas (tipo flysch). De acuerdo con el análisis cinemático realizado en las rocas pre-Alisitos, éstas experimentaron una deformación con una componente de bloque SW hacia arriba, por lo que las metagrauvacas (Kgr) originalmente debieron estar estratigráficamente por debajo de las metapelitas (Kp), ya que actualmente las primeras se localizan al SW de las segundas. De las metapelitas Kp se

obtuvo una edad máxima de depositación (U-Pb en zircón) de ~ 132 Ma (posiblemente Hauteriviano), con un rango de edades entre 148.2 ± 1.5 Ma y 130.4 ± 1.4 Ma (muestra 08XII07; Fig. 5.32). La edad U-Pb de las rocas encajonante metavolcanoclásticas del plutón Rosarito es de 139.5 ± 2.0 Ma y su similitud litológica con las metagrauvas Kgr sugiere que ambas también son correlacionables. Además, las metagrauvas (Kgr) aparentemente están en contacto estratigráfico discordante con paragneises (Jp) de metamorfismo y deformación contrastante, tal como las rocas metavolcanoclásticas (Kvc) en Rosarito y en La Unión lo están con respecto a los granitoides jurásicos (Jt), por lo que las rocas metavolcanoclásticas (Kvc) que encajonan al plutón Rosarito y al complejo La Unión y las metagrauvas (Kgr) que encajonan al plutón El Salinito pueden estar asignados a una misma unidad litológica depositada alrededor de 139.5 ± 2.0 Ma (U-Pb en zircón) que corresponde a la base del Valanginiano.

Las rocas ubicadas al NW del plutón El Salinito contienen el registro más completo que se reporta para la secuencia del Cretácico Inferior, por lo que la columna estratigráfica propuesta para esta secuencia ubica a las metagrauvas Kgr en la base, sobreyacidas por las metapelitas Kp, que a su vez están sobreyacidas por esquistos de dos micas Ke (sección en gris oscuro en la Fig. 7.1).

Se reconoce que las grauvas suelen depositarse como turbiditas de aguas profundas o como sedimentos de aguas someras (e.g., Cummins, 1962; Dzutynski y Walton, 1965). A raíz de la fuerte deformación que oscureció las fábricas primarias de las rocas pre-Alisitos del Cretácico Inferior, un criterio que se puede usar para definir la profundidad de depósito de las turbiditas es su contenido de carbonatos.

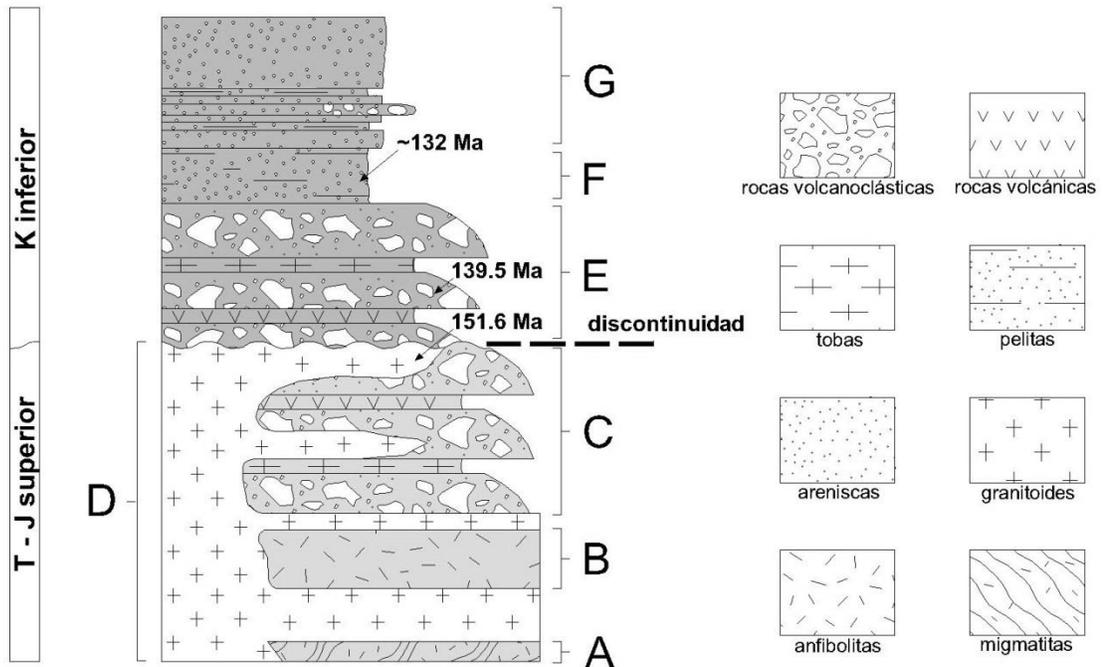


Fig. 7.1. Esquema estratigráfico propuesto para las rocas pre-Alisito en la zona de estudio. De acuerdo al esquema propuesto, en la base estratigráfica se encuentra la secuencia metamórfica del Triásico(?)-Jurásico Medio (con relleno en gris claro), la cual está conformada por (A) migmatitas estromáticas; (B) metabasitas de textura granoblástica y porfidoblástica, metareniscas y paragneises; e (C) intercalaciones de rocas metavolcánicas y metavolcanoclásticas. Las rocas metavolcánicas incluyen composiciones basálticas, andesíticas y riolíticas; por su parte, las rocas metavolcanoclásticas presentan porfirocristales fracturados de feldespato y cuarzo y fragmentos líticos del orden de dm que ocasionalmente son polimícticos. También se reporta pizallas físilas ricas en biotita. La secuencia metamórfica está intrusionada por los granitoides del Jurásico (sin relleno; D), los cuales están conformados por tonalita a granodiorita de biotita-hornblenda de grano medio a grueso, con textura protomilonítica a milonítica. Presenta cloritización y/o epidotización variable y en ocasiones contiene arreglos de diques aplíticos. Los ortogneises de El Salinito son asignados a los granitoides jurásicos, aunque pueden ser más antiguos. Los granitoides jurásicos están en contacto discordante con la secuencia metavolcanoclástica-volcánica del Cretácico Inferior (con relleno en gris oscuro), que consiste de la base a la cima en: (E) Grauvacas, grauvacas feldespáticas, arcosas y grauvacas líticas que contienen clastos de granitoides y de esquistos máficos, de textura esquistosa a protomilonítica; intercalados por tobas y derrames con metamorfismo en facies de esquistos verdes de composición basáltica, andesítica y dacítica, que en El Salinito presentan un espesor de 690m; (F) esquistos de cordierita-andalucita que en El Salinito presentan un espesor de 470m; y (G) esquistos de dos micas que en El Salinito presentan un espesor de 490m. Las alternancias rítmicas entre areniscas y limos con lutitas en el arroyo Agua Amarga (al E de El Salinito), posiblemente estén relacionadas con estas rocas. Las edades presentadas son de U-Pb en zircón y fueron obtenidas en este trabajo.

Como se describió en el subcapítulo 4.1.3, en los afloramientos en la periferia oriental de la zona de estudio que se encuentran cerca del arroyo San Javier se reportan lodolitas calcáreas y estructuras similares a belemnitas, por lo que al menos las metagrauvacas localizadas al oriente del complejo La Unión pudieron depositarse en aguas que estaban por encima del nivel de compensación de los carbonatos (entre 3.5 y 5.5 km; Einsele,

2000). Por su parte, no se reportan fósiles o presencia de calcita en las metagrauvas que encajan al plutón El Salinito, lo que sugiere que estas rocas quizá se localizaban a mayores profundidades. La intercalación entre material turbidítico y terrígenos que se deduce de las metapelitas Kp también sugiere que éstas rocas se depositaron en un ambiente de aguas profundas (Dzutynski y Walton, 1965).

Como la secuencia del Cretácico Inferior suele estar intercalada con rocas metavolcánicas, los terrígenos de las turbiditas posiblemente se derivaron de la carga suspendida de ríos o de polvo cargado por el viento que en parte provenían de erupciones volcánicas (e.g., Einsele, 2000). La mineralogía de las grauvas incluye plagioclasa, biotita, hornblenda, feldespato potásico, así como fragmentos granitoides, por lo que se interpreta que una de las fuentes detríticas también pudieron ser granitoides expuestos (Fig. 7.2). Otra posible evidencia de este panorama es que las brechas volcánicas fechadas en Nuevo Rosarito presentó un zircón heredado de 152.7 ± 1.5 Ma (Fig. 3.17b), muy similar a la edad de 151.6 ± 2.6 Ma obtenida para los granitoides jurásicos.

Si la secuencia metavolcanoclástica-volcánica se depositó como turbiditas de aguas profundas, se especula que probablemente fueron depositados en un sistema de abanicos submarinos (Einsele, 2000). De acuerdo con el modelo de abanicos submarinos de Einsele (2000) de la Fig. 7.2, la presencia de brechas sedimentarias y de grauvas líticas (ambas ocasionalmente polimícticas) en las rocas metavolcanoclásticas Kvc sugiere que éstas se formaron como depósitos de flujo de debris o de flujo de granos, los cuales suelen presentarse en los canales de las regiones superiores y medias de los abanicos submarinos. En el mismo modelo, las metapelitas Kp representan material fino que se deposita en las áreas intercanales y los esquistos y filitas de dos micas (Kf y Ke) representarían las intercalaciones de horizontes finos de lodolitas y areniscas que se presentan en los depósitos de albardón (*overbank deposits*). De igual forma, las grauvas con alternancias rítmicas de ~10 cm de espesor de areniscas y limolitas presentes en las rocas clásticas Ks localizadas en el arroyo Agua Amarga (subcapítulo 5.2) quizá podrían ser depósitos de flujo de granos y de albardón.

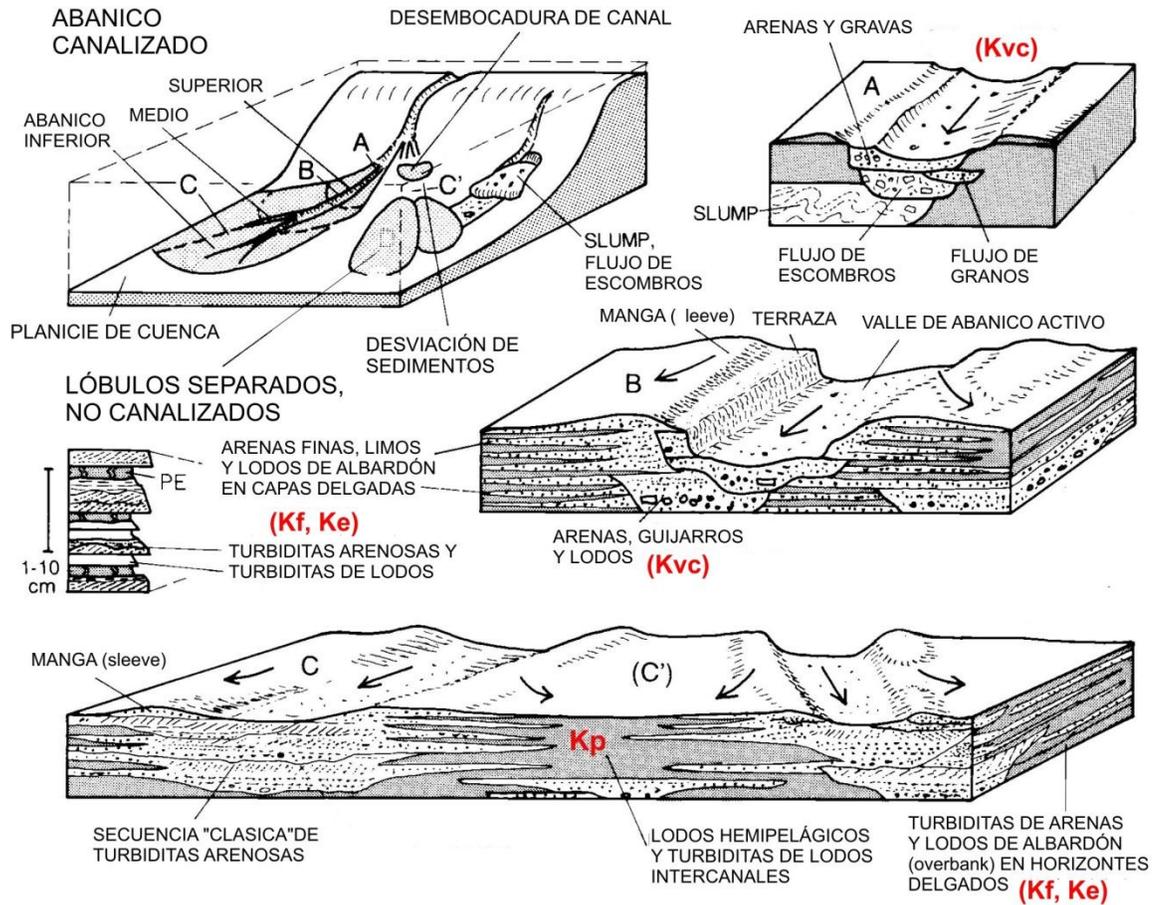


Fig. 7.2. Modelo de facies de asociación de los abanicos submarinos de Einsele (2000). Simbología: Kvc y Kp representan a las rocas metavolcanoclásticas y las metapelitas, respectivamente; mientras que Kf y Ke representan a las filitas y los esquistos de dos micas, respectivamente. Figura tomada de Einsele (2000; p. 226).

7.1.2. Patrones geoquímicos de las rocas pre-Alisitos

En términos generales, las litologías pre-Alisitos (incluyendo los granitoides jurásicos) se caracterizan por una geoquímica de elementos traza comparable, tal como se aprecia en los diagramas normalizados de lantánidos y multi-elementos (Fig. 7.3a-b). De esta forma, los patrones de REE indican: (a) un enriquecimiento en elementos ligeros, (b) una anomalía negativa de Eu muy pequeña o ausente y (c) un patrón plano para pesados.

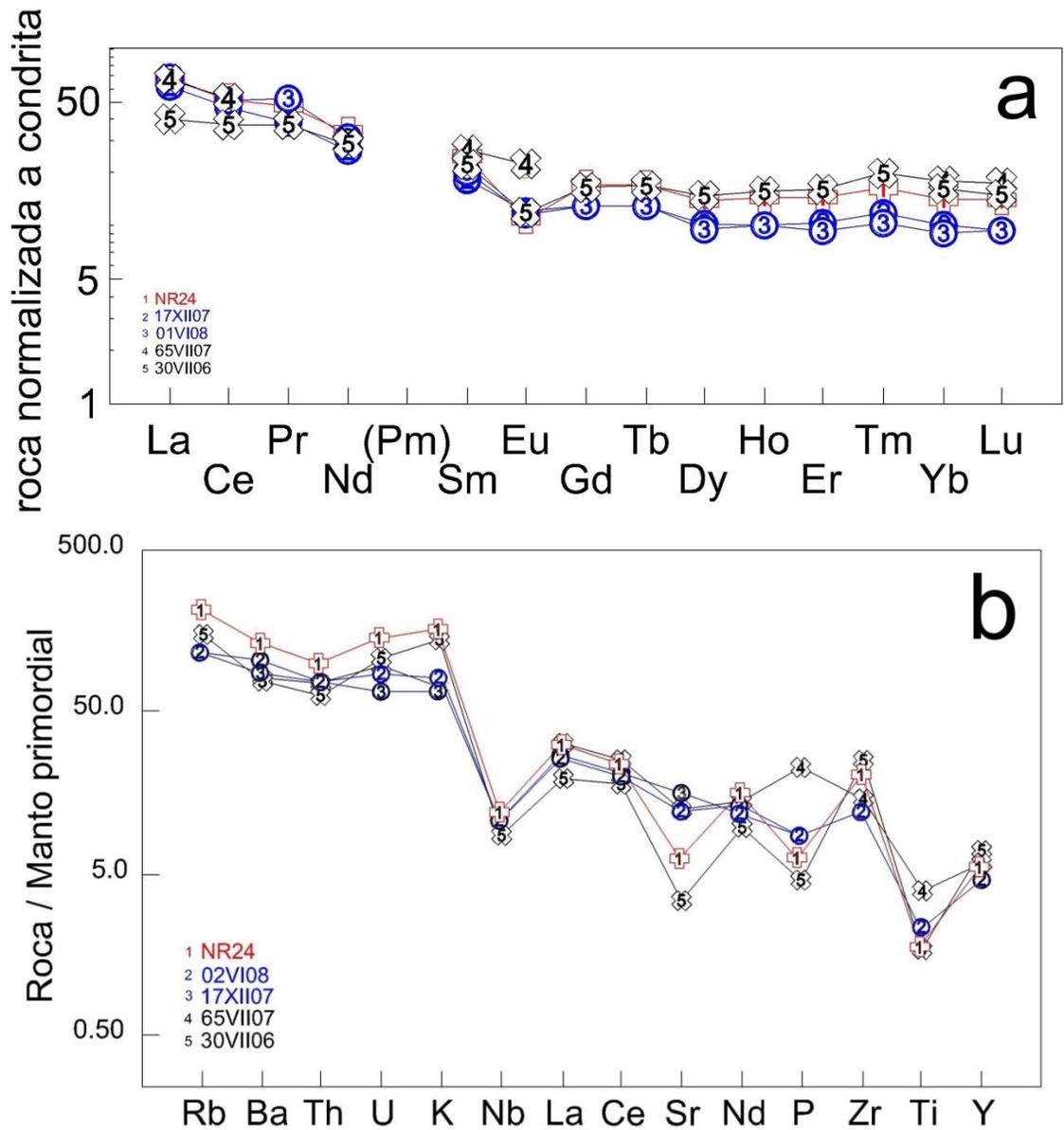


Fig. 7.3. (a) Patrones de REE normalizadas a condrita y (b) diagrama multi-elementos normalizada a manto primordial de las rocas pre-Alisitos de la zona de estudio. Las muestras en rojo, azul y negro representan a la secuencia metavolcanoclástica-volcánica del Cretácico Inferior, a los granitoides jurásicos y a la secuencia metamórfica de Triásico(?)-Jurásico Medio, respectivamente.

Por otra parte, los diagramas multi-elementos normalizados a manto primordial muestran: (a) un patrón sesgado, con un descenso en abundancia con el incremento en la compatibilidad, (b) anomalías negativas de elementos de campo electrostático fuerte (Nb y Ti,) y, en dos muestras, un empobrecimiento variable en P (asociado probablemente a fraccionamiento de apatito) y Sr (asociado probablemente a fraccionamiento de

plagioclasa). A partir de la anomalía negativa en Nb en relación al K y La se puede considerar de forma tentativa una asociación de las litologías pre-Alisitos a un arco magmático (e.g. Kelemen *et al.*, 1993).

La similitud entre los patrones geoquímicos de las rocas pre-Alisitos pueden considerarse como evidencia que no solo los granitoides jurásicos fungieron como una fuente detrítica de la secuencia del Cretácico Inferior, sino que quizá también lo fue la secuencia metamórfica del Triásico(?)-Jurásico Superior.

7.1.3. Deformación regional pre-Alisitos (D1)

Las abundantes fábricas dúctiles y la posición subvertical de las rocas pre-Alisitos en la serie intrusiva Nuevo Rosarito, en el complejo La Unión, y en los plutones El Salinito, El Marmolito y San Germán, apunta hacia la generación de un evento de deformación D1 de naturaleza compresiva o transpresiva.

Tal evento debió ocurrir después de la depositación de las rocas pre-Alisitos. La edad más joven reportada en este estudio para las rocas pre-Alisitos corresponde a la metapelita de ~132 Ma muy probablemente correspondiente al Hauteriviano. De igual manera, tal evento debió ocurrir antes del emplazamiento de la unidad intrusiva del Cretácico más antigua en la zona de estudio, que de acuerdo a las relaciones cortantes de campo corresponde al del gabro de dos piroxenos Kgb de Nuevo Rosarito.

Además de que no afectó a los plutones cretácicos de la zona de estudio, este evento de deformación tampoco afectó a los plutones cretácicos localizados en los alrededores de San Jerónimo y de Punta Prieta (Fig. 1.3b), cuyas edades U-Pb en zircón más antiguas obtenidas son de 115.0 ± 2.3 Ma y 128.1 ± 1.4 Ma, respectivamente (Delgado-Argote *et al.*, 2009). Por lo tanto, el evento D1 debió ocurrir en los alrededores de la zona de estudio entre hace *ca.* 132 y 128 Ma.

La orientación de las fábricas dúctiles y de la actitud de las rocas pre-Alisitos en todos los plutones de la zona de estudio es similar (comparar Figs. 3.5a y 3.5c; 4.15a y 4.15b; y 5.13b) con una orientación promedio $326^{\circ}/89^{\circ}$ E (Fig. 7.4a). Sin embargo, localmente pueden estar orientadas paralelamente a la periferia de los plutones (p. ej.; Fig. 5.13a). De

igual manera, la dirección de las lineaciones tienden a ser distintas dependiendo de la localización de las rocas en las cuales se presentan (Fig. 7.5). Por ejemplo, en Nuevo Rosarito, las lineaciones se dirigen hacia el SW (Fig. 7.5a), mientras que al noreste de El Salinito en promedio se dirigen hacia el NW (Fig. 7.5e).

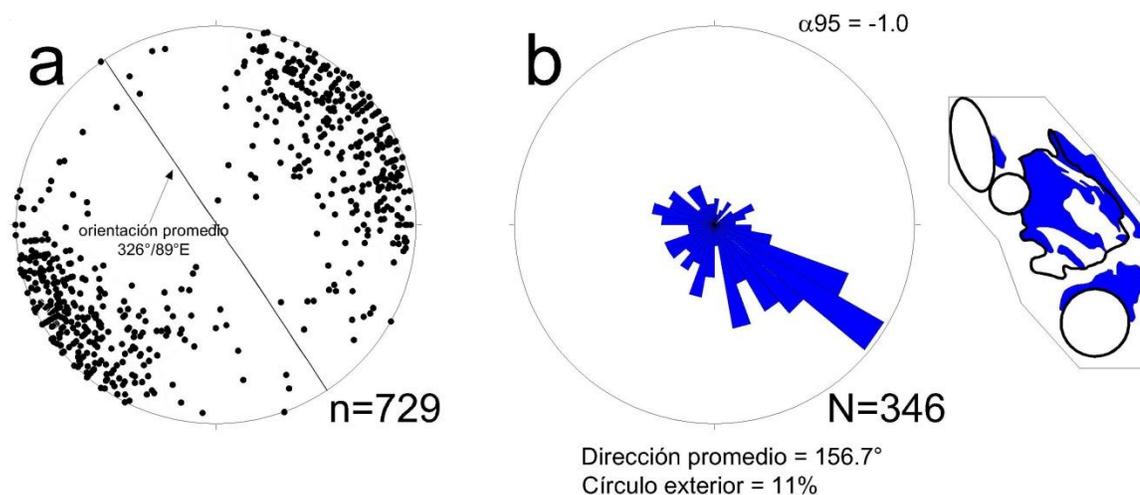


Fig. 7.4. Estereograma de la orientación de las fábricas de estado sólido (a) e histograma de rosa de las líneas deformacionales (b) de las rocas pre-Alisitos de la serie Nuevo Rosarito, del plutón El Salinito y del complejo La Unión. Estas rocas están representadas en azul en el diagrama localizado en el margen derecho.

Aun así, las direcciones de la lineación de las fábricas dúctiles de las rocas pre-Alisitos pueden agruparse en dos: un primer grupo orientado hacia el NW-SE (azul en las Figs. 7.5b, 7.5c, 7.5d) y un segundo grupo que se orienta hacia el NE-SW (cian en las Figs. 7.5a, 7.5c y 7.5d).

Los dos grupos de lineaciones con distinto azimut son más o menos ortogonales entre si y podrían indicar el desarrollo de dos eventos de deformación distintos. Este panorama está en sintonía con el hecho que las rocas intrusivas félsicas del Cretácico también evidencien deformación dúctil (p.ej., Figs. 4.21 y 4.23).

La orientación de la lineación de las fábricas dúctiles de las rocas más antiguas en la zona de estudio podría ayudar a inferir cual de los dos grupos de lineaciones corresponde al evento de deformación más antiguo. Las rocas con mayor grado metamórfico, interpretadas como las más antiguas en la zona de estudio, son las migmatitas (Jm) y ortogneises (Jo)

localizados al noroeste de El Salinito, pero sus fábricas están oscurecidas por el emplazamiento del plutón El Salinito.

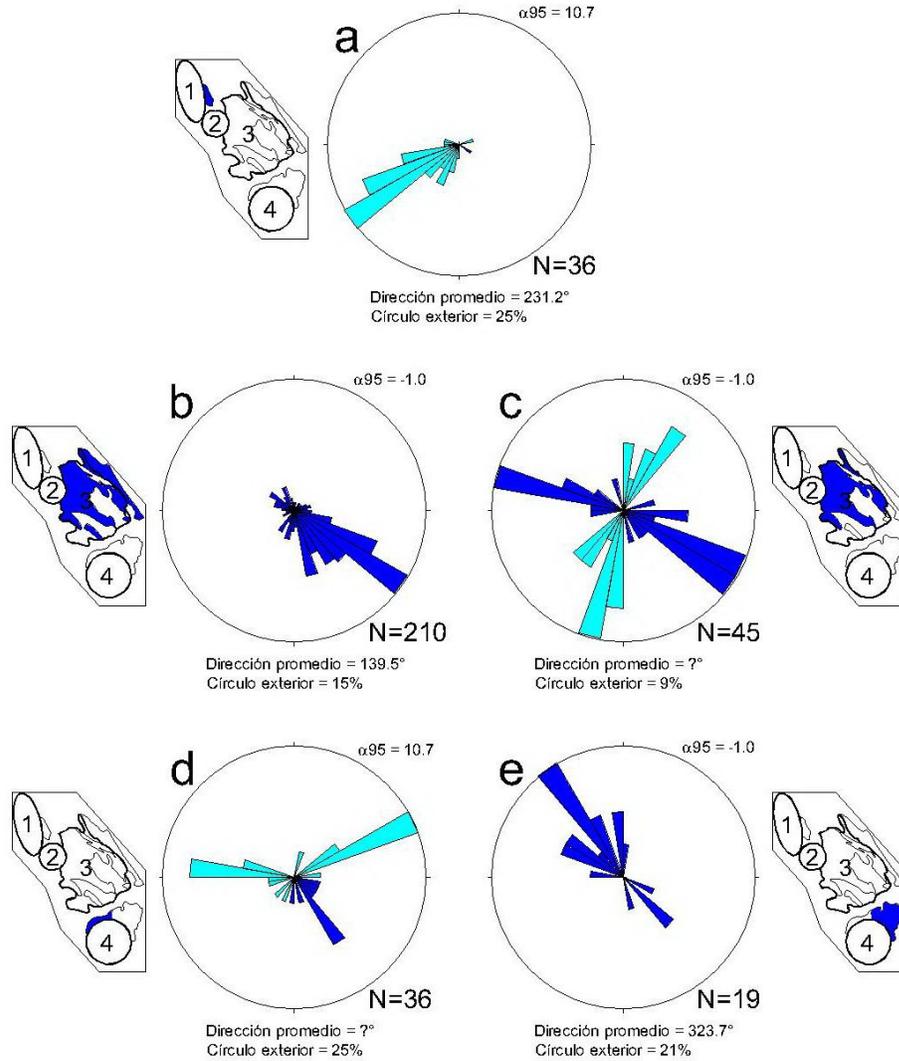


Fig. 7.5. Histogramas de rosa de las lineaciones asociadas a la deformación de las rocas pre-Alisitos de: (a) el plutón Nuevo Rosarito; (b) las pantallas de la secuencia metamórfica del pre-Jurásico Superior y (c) la secuencia intrusiva del Jurásico del complejo La Unión; y (d) los ortogneises y milonitas al noroeste y (e) las rocas metavolcanoclásticas, metapelitas y filitas al noreste del plutón El Salinito. Los mapas esquemáticos de la zona de estudio se incluyen para indicar la localización de los datos representados en cada histograma. Simbología: 1=plutón Rosarito; 2=plutón El Sacrificio; 3=complejo La Unión; 4=plutón El Salinito. Para detalles ver texto de el subcapítulo 7.1.3.

Las pantallas dentro de los granitoides jurásicos Jt también forman parte de la secuencia metamórfica más antigua. La lineación de estiramiento de las pantallas se orientan persistentemente hacia el SW (Fig. 7.5b), por lo que se interpreta que el grupo de líneas

dirigidas aproximadamente hacia el NE-SW fue grabado durante el primer evento de deformación D1.

Con la cinemática de las fábricas dúctiles del evento de deformación más antiguo obtenido de 26 sitios distintos (Figs. 3.3b, 4.16, 5.14 y 6.3) se estimó de manera aproximada la orientación de los vectores de acortamiento y de extensión, por medio de considerarlos como estructuras equivalentes a una deformación frágil (lineación equivalente a estrías y estructuras tipo C equivalentes a planos) y al aplicar la estadística Bingham. De los 26 sitios, 21 exhiben una cinemática de bloque SW hacia arriba con transcurrencia derecha. De esta manera, la orientación promedio del vector de acortamiento del evento D1 sería $204^{\circ}/36^{\circ}$ (Fig. 7.6a).

Sin embargo, del total de datos cinemáticos obtenidos no todos son considerados como representativos del evento D1, ya que la intrusión de los plutones cretácicos pudieron oscurecerlas, reorientarlas o reimprimirlas fábricas más recientes.

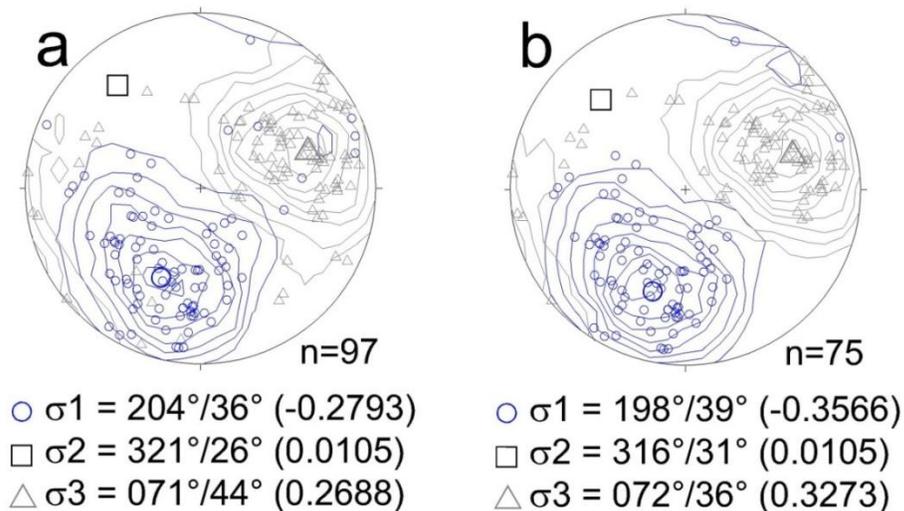


Fig. 7.6. Distribución de los ejes de acortamiento (círculos) y de extensión (triángulos) de la deformación que imprimió las fábricas de estado sólido en las rocas pre-Alisitos de la zona de estudio. El diagrama (a) representa todos los datos cinemáticos obtenidos. El diagrama (b) representa al diagrama (a) sin aquellos datos que pudieron ser afectados por los plutones cretácicos.

A continuación se enlistan los datos excluidos. En el plutón Rosarito, la lineación de las rocas pre-Alisitos tienen una dirección dominante hacia el SW (Figs. 3.5a y 3.5b). Tal orientación es paralela a la lineación de las fábricas internas de los diques cretácicos de la serie Nuevo Rosarito (Figs. 3.6e, 3.6f, 3.6h y 3.6i). Además, el número relativamente

abundante de esos diques (Fig. 3.1) y la intensidad de sus fábricas internas (Figs. 3.7e, 3.10c y 3.10e), sugieren que las fábricas dúctiles de las rocas pre-Alisitos en Nuevo Rosarito pudieron ser reimpresas o generarse durante su emplazamiento. Por su parte, los datos de las rocas pre-Alisitos del plutón El Salinito (Figs. 5.13a y 5.13b) también se excluyen porque el emplazamiento de este plutón también pudo reorientar las fábricas dúctiles de las rocas encajonantes. Finalmente, los sitios de las Figs. 4.16 d, 4.16e y 4.16t localizados en el complejo La Unión también se descartaron porque hay evidencias de campo que sugieren que fueron afectados por las intrusiones cretácicas (subcapítulo 4.3.1).

Al excluir los datos estructurales mencionados arriba, la nueva orientación promedio del vector de acortamiento es $198^{\circ}/39^{\circ}$ (Fig. 7.6b), similar al obtenido sin corrección, lo que sugiere que el resultado obtenido es robusto. De esta manera, el ángulo formado entre la normal del azimut de la foliación promedio de las rocas pre-Alisitos ($326^{\circ} - 90^{\circ} = 236^{\circ}$) y el azimut del vector de acortamiento calculado (198°) sugiere que el evento D1 fue transpresivo con una componente de transcurrancia derecha.

7.1.3.1. Componente de transcurrancia de la transpresión D1.

En cualquier transpresión, la deformación se distribuye en dos componentes: una horizontal paralela a la cizalla simple (transcurrancia), responsable de las lineaciones que tienden a orientarse horizontalmente, y otra vertical paralela a la cizalla pura (compresión o extensión), responsable de las lineaciones que tienden a orientarse verticalmente en las rocas deformadas (e.g., Fossen y Tikoff, 1998). Aunque la componente de cizalla pura está caracterizada con el vector de acortamiento de la Fig. 7.6b, en este trabajo la componente de cizalla simple sólo está inferida a través de (a) inferencias litológicas y observaciones de campo que sugieren que las rocas pre-Alisitos experimentaron una partición de la deformación (deformación heterogénea) durante D1 y de (b) la presencia de lineaciones subhorizontales en las mismas.

Si se considera que la biotita y el cuarzo se deforman más fácilmente que los feldespatos y la hornblenda, la partición en la deformación durante D1 es inferida a través de la litología de las rocas pre-Alisitos que incluye anfíbolitas con práctica ausencia de cuarzo y de granitoides con un contenido de cuarzo de 16 a 30% y biotita de 3 a 25% (Fig. 4.27a; Tabla

4.3). Otra observación que puede apuntar a que la deformación D1 pudo ser heterogénea en la zona de estudio es la identificación de afloramientos con una litología similar que presentan una deformación dúctil de intensidad variable, ya que de acuerdo con Fossen y Tikoff (1998), cuando la deformación es heterogénea, la componente de cizalla simple se acomoda preferentemente en bandas de cizalla distribuidas a lo largo de toda la región deformada.

Fossen y Tikoff (1993) y Fossen y Tikoff (1998) mencionan que la orientación del eje mayor del elipsoide de deformación (responsable del desarrollo de la lineación) siempre es vertical (por lo que la lineación también lo es) cuando la transpresión tiene una fuerte componente de cizalla pura, mientras que cambia de una posición horizontal a vertical cuando la transpresión presenta una considerable componente de cizalla simple. Éste último caso se sugiere que fue experimentado por las rocas pre-Alisitos de la zona de estudio durante el desarrollo del evento D1, ya que la orientación de las lineaciones de las fábricas dúctiles varían de subhorizontal a vertical (Fig. 3.5c, 4.15c, 5.13b, 6.2a y 6.2d), formando una guirnalda que en las áreas de Nuevo Rosarito y El Marmolito se concentra en el cuadrante SE, mientras que en las áreas de El Salinito se concentra en el cuadrante NW.

7.1.3.2. Implicaciones de la escala regional de la transpresión D1.

Se reporta (Avilez-Serrano, 2011) que las rocas pre-Alisitos, cuyas foliaciones tienen inclinaciones que varían de moderadas a subverticales, aún se observan 25 km al NE en la zona de San Borja en la Sierra La Libertad (Fig. 1.3), lo que sugiere que la transpresión derecha D1 pudo ser regional. A esa escala, las zonas de deformación son gobernadas principalmente por la configuración tectónica vigente (e.g., Tikoff y Greene, 1997), que durante el Cretácico Inferior consistía en la subducción de la placa Farallón cerca del margen de Norteamérica.

Por lo tanto, la orientación promedio de $326^{\circ}/89^{\circ}$ (Fig. 7.4a; $n=729$) de los planos de la foliación de las rocas pre-Alisitos podría equivaler a la dirección de la trinchera y el vector del acortamiento de la transpresión D1 de orientación hacia $198^{\circ}/39^{\circ}$ (Fig. 7.6b) tendría

alguna relación con la dirección de convergencia de Farallón (que estaría a 52° con respecto a la trinchera); lo que en un principio podría sugerir una subducción oblicua.

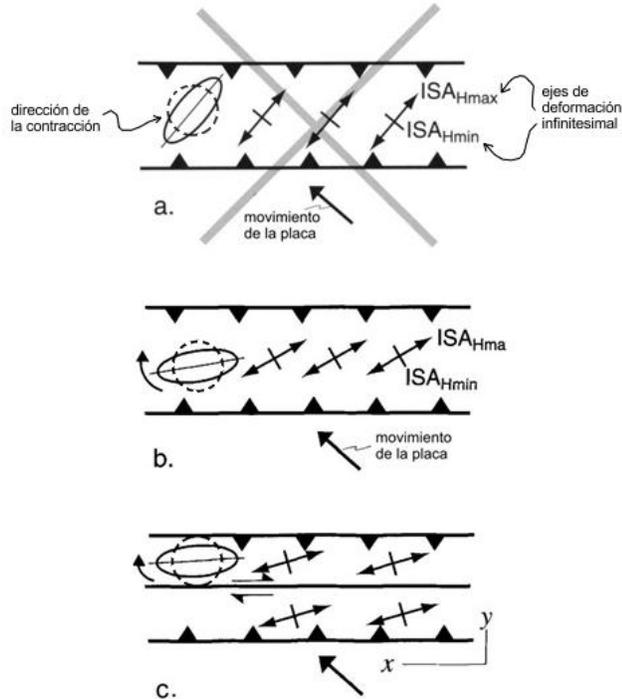


Fig. 7.7. Relación entre el movimiento de la placa, la orientación de la trinchera, los ejes de deformación infinitesimal (ISA_{Hmin} y ISA_{Hmax}) y la dirección de la contracción en la sección horizontal para un sistema de transpresión expuesta por Fossen y Tikoff (1998). (a) Un error común es considerar que el vector del movimiento de la placa que subduce es paralelo a la dirección de la contracción infinitesimal (ISA_{min}) o a la dirección de la contracción, ya que también debe tomarse en cuenta la componente de cizalla simple (transcurrancia). (b) Por esta razón, el vector del movimiento de la placa, los ejes de deformación infinitesimal y la dirección de la contracción generalmente tienen direcciones distintas. (c) La partición de la deformación (deformación heterogénea) incrementa la diferencia entre el vector del movimiento de la placa y la dirección de la contracción infinitesimal (ISA_{min}). Figura tomada de Fossen y Tikoff (1998).

De acuerdo con Fossen y Tikoff (1998), en las fronteras de convergencia oblicua, la noción que la dirección de incidencia de la placa es paralela la dirección de la contracción no es aplicable (Fig. 7.7a), ya que no considera la componente de cizalla simple. Cuando se considera la componente de cizalla simple, casi siempre existe una diferencia entre el ángulo formado por la dirección de la incidencia de la placa y la dirección del eje de máximo acortamiento (e.g., Weijermars, 1993; Yu *et al.*, 1993; Fig. 7.7b). Tal ángulo se incrementa cuando la región deformada experimenta partición en la deformación (deformación heterogénea), que se traduciría en el desarrollo de bandas de cizalla (Fig.

7.7c). De esta manera, dado que la determinación del vector de acortamiento de la Fig. 7.6b no incluye la componente de cizalla simple, y bajo la posibilidad de que las rocas pre-Alisitos experimentaron una deformación heterogénea durante la transpresión D1, el hipotético ángulo de convergencia de 52° de Farallón con respecto a la trinchera pudo ser menor.

Suponiendo que el vector de acortamiento de la Fig. 7.6b es más o menos equivalente a la dirección de la placa Farallón, a continuación se describen dos trabajos con los que se sugiere que Farallón pudo estar a alrededor de 20° con respecto a la orientación promedio de la Fig. 7.4a.

El primero es el modelo analítico matemático de Weijermars (1993), que consiste en dos placas rígidas separadas por dos planos verticales de deslizamiento que delimitan una zona de deformación. Una de las placas está fija y la otra móvil, y el movimiento relativo entre ellas controla la distribución de la deformación dentro de la zona de deformación. La relación entre la dirección de la placa móvil (α) y el ángulo (ξ) formado entre la normal de la frontera de la placa fija y la dirección del vector principal del esfuerzo de máxima compresión ($\xi=90^\circ-52^\circ=38^\circ$) es: $\alpha = 90^\circ - 2\xi$. Por lo tanto, de acuerdo con esta relación y al sustituir ξ por 38°, la incidencia de Farallón en la zona de estudio posiblemente era de 14° con respecto a la trinchera. Esta relación es obtenida a partir de la función de flujo de Weijermars y Poliakov (1993) y es válida bajo las premisas que (a) la orientación del esfuerzo deviatorio es constante, (b) la reología es isotrópica, (c) la zona de deformación no experimenta cambio de volumen y (d) el movimiento entre placas se restringe al plano horizontal. Además de las limitaciones intrínsecas del modelo, como la litología tan variable en la zona de estudio sugiere que la reología no fue isotrópica y como el modelo no incluye a la subducción de la placa móvil, el resultado obtenido a partir de este modelo debe ser tomado con cautela.

El segundo es el estudio matemático de Fossen y Tikoff (1998), quienes plantean que en las zonas de transpresión en donde el ángulo de convergencia (α) es mayor que 20° con respecto a la trinchera, generalmente el eje mayor del elipsoide de deformación tiende a ser vertical (y por lo tanto también lo son las lineaciones), mientras que cuando (α) es menor

que 20° , el eje mayor del elipsoide de deformación es inicialmente horizontal (y por lo tanto también lo son las lineaciones), pero que tiende a rotar hacia la vertical conforme continúa o se incrementa la deformación. Por lo tanto, la presencia de lineaciones subhorizontales en las rocas pre-Alisitos sugiere que el ángulo de convergencia (α) pudo tener valores cercanos a 20° y que la transpresión D1 quizá fue intermitente o de corta duración.

7.1.3.3. ¿La transpresión D1 representa un cinturón de pliegues y cabalgaduras de retro-cuña?

Tal como lo menciona Stern (2002), una diferencia de primer orden entre las zonas de subducción es la edad de la placa (litósfera), a partir de la cual se distingue aquellas zonas en donde subduce una placa vieja (tipo Mariana) de aquellas en donde subduce una placa joven (tipo Chileno). Las zonas de subducción tipo Mariana son fuertemente extensionales, mientras que las de tipo Chileno son fuertemente compresivas; éstas últimas debido que la alta flotabilidad de la placa en subducción produce su acoplamiento con la placa superior (Fig. 7.8a).

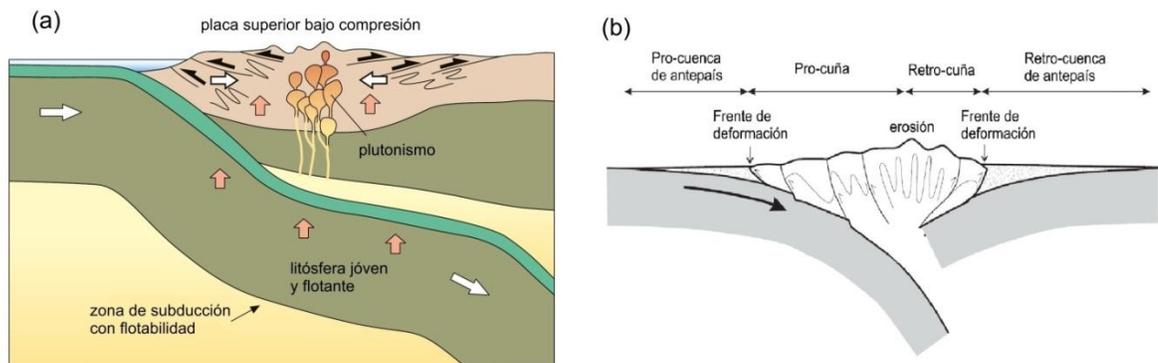


Fig. 7.8. (a) Zona de subducción tipo Chileno, en donde la litósfera en subducción es lo suficientemente joven y flotante que empuja hacia arriba a la placa superior. Bajo estas condiciones, la placa superior se encuentra bajo compresión y desarrolla regionalmente una estructura de doble vergencia (cuña bivergente) con pliegues y cabalgaduras dirigidas hacia el océano en la región de pos-arco o dirigidas hacia el continente en la región de tras-arco. Figura tomada de Frisch *et al.* (2011; p. 95). (b) Esquema de una cuña bivergente, en donde la pro-cuenca de antepaís se localiza sobre la litósfera en subducción, mientras que la retro-cuenca de antepaís se localiza sobre la placa superior. Figura tomada de Naylor y Sinclair (2008; p. 2).

Bajo estas condiciones, la placa superior experimenta compresión y engrosamiento, lo que regionalmente da como resultado el desarrollo de una estructura de doble vergencia (cuña

bivergente o cuña orogénica; e.g., Fossen, 2010; Fig. 7.9) de decenas a miles de kilómetros de extensión (e.g., Vauchez y Nicholas, 1991; Fossen y Tikoff, 1998; Allen y Allen, 2005), con pliegues y cabalgaduras (tanto de piel delgada como de piel gruesa) dirigidas hacia el océano en la región de antearco o dirigidas detrás del arco magmático en la región de tras-arco (Fig. 7.8b; e.g., Stern, 2002; Hyndman *et al.*, 2005).

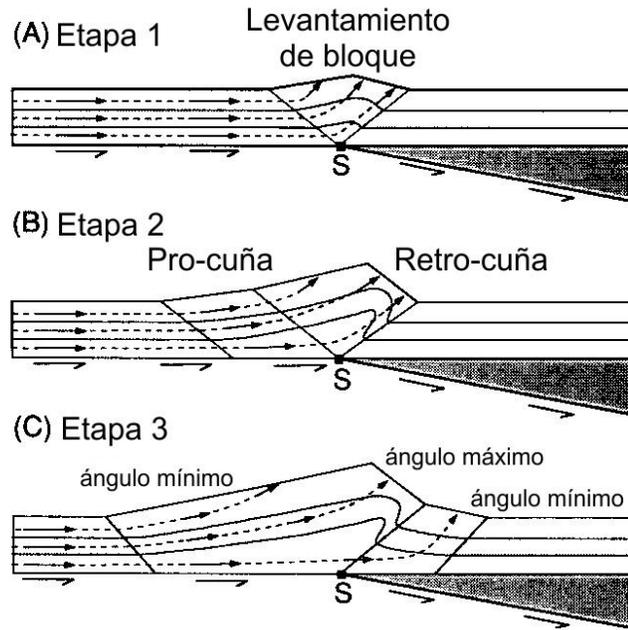


Fig. 7.9. Etapas del modelo mecánico del desarrollo de una cuña bivergente de Willett *et al.* (1993). (A) En la etapa 1, se desarrollan zonas de cizalla que permanecen enraizadas en la singularidad S (generada por la discontinuidad en la velocidad horizontal de la placa que subduce, en donde a la izquierda de S es constante y positiva, pero a la derecha es cero). La zona de cizalla a la derecha es de cinemática de bloque izquierdo hacia arriba y la de la izquierda de bloque derecho hacia arriba. La región delimitada por las zonas de cizalla define un "tapón" triangular no deformado que es levantado y trasladado a la derecha para formar un bloque levantado. (B) En la etapa 2, la deformación se propaga más allá de las zonas de cizalla conforme la capa comienza a presentar cizallas de despegue desarrolladas en la base, entre el frente de deformación y la singularidad S (pro-cuña). Detrás de la singularidad la zona de deformación es llamada retro-cuña. (C) En la etapa 3, la retro-cuña se despegue de su base, el frente de deformación se propaga significativamente hacia la capa no deformada de la derecha e inicia la formación de una inclinación baja en la cuña (ángulo mínimo). La deformación en la pro-cuña es más difusa que aquella generada en la retro-cuña, la cual permanece fija y experimenta una mayor concentración de la deformación. Figura tomada de Willett *et al.* (1993; p. 372).

Bajo este panorama, la intensidad de las fábricas dúctiles, la posición subvertical de las rocas pre-Alisitos y la cinemática persistente de bloque SW hacia arriba, es consistente con la deformación y rotación que usualmente experimentan las rocas localizadas en los cinturones de pliegues y cabalgaduras de la región de retro-cuña (Fig. 7.8b y 7.9; Willett *et*

al., 1993; Naylor y Sinclair, 2007), como la que se reporta al este del arco Sunda (Silver *et al.*, 1983), en el Caribe (Suárez, *et al.*, 1995; ten Brink *et al.*, 2009) y en la zona de subducción Vanuatu (LaGabrielle *et al.*, 2003).

Otra característica de las zonas de subducción tipo Chileno es que el engrosamiento de la placa superior, además de producir el desarrollo de cinturones de pliegues y cabalgaduras, genera una compensación isostática regional de la porción más gruesa de la corteza que conduce a la depresión litosférica en los márgenes de tales cinturones, dando como resultado el desarrollo de cuencas de antepaís (Fig. 7.8b; e.g., Stern, 2002; Frisch, 2011). Tales cuencas se comportan como una trampa de los sedimentos producidos por la erosión experimentada en la cuña bivergente (e.g. Willet *et al.*, 1993; Figs. 7.8b y 7.9).

Como la tranpresión D1 presenta características de un cinturón de pliegues y cabalgaduras de la región de retro-cuña, es de esperarse que la litología más reciente de las rocas pre-Alisitos, o sea la secuencia meta-volcanoclástica-volcánica del Cretácico Inferior (subcapítulo 7.1.1.3), presente características de una retro-cuenca de antepaís (Fig. 7.8b), descrita a continuación.

De acuerdo con DeCelles y Giles (1996), las retro-cuencas de antepaís consisten en cuatro zonas de depósito: tope de prisma, fosa frontal, arqueamiento marginal y fosa distal (Fig. 7.10). En la zona de tope de prisma se acumulan los sedimentos provenientes de la parte frontal de la cuña bivergente y se caracteriza por presentar una granularidad gruesa, discordancias locales y regionales y deformación progresiva. Los depósitos son de ambiente subaéreo o subacuático, estos últimos con sedimentos de flujo de masa (*mass-flow*) y de plataforma continental de grano fino. En la fosa frontal los espesores de los depósitos varían de 2 a 8 km y tienden a ser mayores hacia el frente de la cuña bivergente. Los depósitos también son de ambiente subaéreo o subacuático, estos últimos de sistemas lacustres a marinos que llegan a incluir abanicos turbidíticos. La zona de arqueamiento marginal generalmente es considerada como una zona de erosión, mientras que en la fosa distal los depósitos son someros y presentan una contribución detrítica del margen continental.

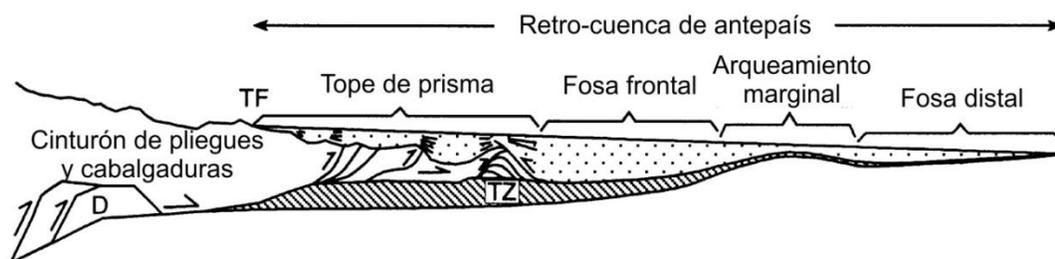


Fig. 7.10. Esquema del perfil estructural de las zonas de depósito en las que se divide una retro-cuenca de antepaís, con un tope de prima (*wedge-top*), fosa frontal (*foredeep*), arqueamiento marginal (*forebulge*) y fosa distal (*back-bulge*). El área punteada representa los depósitos de la cuenca de antepaís; el área con achurado diagonal indica rocas preexistentes de miogeoclinal, las cuales tienden a incorporarse al cinturón de pliegues y cabalgaduras a la izquierda del diagrama; las pequeñas líneas difusas representan la deformación progresiva en el tope de prisma asociada a los cabalgamientos. TP= Frente topográfico del cinturón de pliegues y cabalgaduras; D=Duplex localizado al interior de la cuña orogénica; TZ=zona triangular frontal (*triangle zone*). Figura tomada de DeCelles y Giles (1996; p. 106).

Un ejemplo de una retro-cuenca de antepaís es la cuenca Magallanes, localizada detrás de los Andes de la Patagonia en Chile (Hubbard *et al.*, 2007). La cuenca Magallanes inició como una cuenca tras-arco durante el Jurásico en donde se depositaron unidades volcanoclásticas y volcánicas, al igual que areniscas y lodolitas de ambiente marino somero (Formación Tobífera). La cuenca tras-arco experimentó una transición a retro-cuenca de antepaís durante el Cretácico Inferior, la cual fue registrada a través del depósito de turbiditas (Formación Punta Barrosa). Las turbiditas fueron suprayacidas por un paquete de más de 2 km de sedimentos de condiciones de aguas profundas (Formación Cerro Toro), depositadas en zonas de tope de prima o de fosa frontal (Fig. 7.10), y que consisten en arenas y gravas de afinidad de complejo de canal y de manga de canal (Fig. 7.2), encasilladas por lodos y arenas de afinidad de albardón (Fig. 7.2).

Tal como se comenta en el subcapítulo 7.1.1.3, las rocas volcanoclásticas Kvc pueden tener afinidad de canal, mientras que los esquistos y las filitas de dos micas (Ke y Kf, respectivamente) pueden tener afinidad de albardón; esto, además del aporte detrítico que se infiere que tuvieron los granitoides jurásicos Jt en las rocas volcanoclásticas Kvc, la discontinuidad presente entre ambas y la deformación de la transpresión D1 característica de una región de retro-cuña, permite nuevamente suponer que la secuencia meta-volcanoclástica-volcánica del Cretácico Inferior fue depositado en una retro-cuenca de antepaís.

Si es correcta la hipótesis de que la deformación D1 representa un cinturón de pliegues y cabalgaduras de retro-cuña, una implicación importante sería que la transcurrencia derecha inferida en las secciones 7.1.3.1 y 7.1.3.2 no necesariamente tuvo relación con la dirección de incidencia de Farallón. Por ejemplo, de acuerdo con el modelado analógico de ten Brink *et al.* (2009), la deformación de retro-cuña experimentada por varios arcos de islas modernos está fuertemente influenciada por el “empuje” del mismo arco, el cual se comporta como un bloque rígido. Otra implicación sería que el arco vigente durante la deformación D1 posiblemente se encontraba en Vizcaíno, representado por los intrusivos de 134.4 ± 3.9 Ma fechados en San Andrés.

7.1.4. Comparación regional entre las rocas pre-Alisitos de la zona de estudio y el resto de la península de Baja California.

La secuencia metamórfica del Triásico(?)-Jurásico Superior (subcapítulo 7.1.1.1) representa a las rocas que encajonaron a los granitoides jurásicos. Los patrones de REE de las rocas metavolcánicas de esta secuencia pueden corresponder a un arco magmático (subcapítulo 7.1.2). El arco más antiguo reportado en la península de Baja California es aquel del Jurásico Medio localizado en Isla Cedros (e.g. Busby-Spera *et al.*, 1998), al sur de la Sierra San Pedro Mártir (Fig. 1.6) y en la región de El Arco-Calmalli (subcapítulo 1.4.5); por lo que cabe la posibilidad que la secuencia metamórfica de la zona de estudio esté ligada al mismo.

En Isla Cedros (subcapítulo 1.4.4), las ofiolitas están en contacto estructural con las rocas volcánicas-volcanoclásticas de la Formación Choyal, la cual es intrusionada por cuerpos de tonalita-granodiorita de edad U-Pb en zircón de 166 Ma (Kimbrough y Moore, 2003) y está cubierta por la Formación Gran Cañón. De esta última formación, Kimbrough y Moore (2003) obtuvieron una edad U-Pb en zircón de 164 Ma de una toba ubicada cerca de la cima de esta formación. Es importante remarcar que este arco también está reportado a través de pórfidos y rocas granitoides de la misma edad en El Arco y al sur de San Pedro Mártir. Además de la edad, otra característica que comparten los intrusivos de Isla Cedros con el stock porfírico de El Arco es que ambos evidencian mineralización de cobre y oro (Kilmer, 1979, en Kimbrough y Moore, 2003; Valencia *et al.*, 2006).

A partir del estudio sedimentológico y estratigráfico de Busby-Spera *et al.* (1998), la Formación Gran Cañón es un depósito de lareda localizado en una cuenca tras-arco generada durante el rifting del arco vigente en el Jurásico Medio (Critelli *et al.*, 2002; Kimbrough y Moore, 2003; Busby, 2004). Weber y Lopez-Martinez (2006) también sugieren la generación de un rifting en el arco jurásico de El Arco, a través del análisis geoquímico de roca total y de isótopos de Pb, Sr y Nd en diques de diabasa posteriores al pórfido cuprífero. La generación de un rifting es reafirmada por el episodio de extensión anterior a hace 160 Ma que reporta Sedlock (2003b). Por lo tanto, si los intrusivos del Jurásico Superior de Isla Cedros y de El Arco (y de Sierra San Pedro Mártir) formaban parte del mismo arco, los argumentos al inicio de éste párrafo sugieren que éste experimentó un rifting que comenzó hacia *ca.* 166 Ma (Critelli *et al.*, 2002). Por lo tanto, se especula que los granitoides de *ca.* 164 Ma representan un arco remanente extinto, separado de un arco que continuó activo (representado por los granitoides de San Andrés y los granitoides jurásicos de la zona de estudio) a través de una cuenca tras-arco, como aquella que fue rellena por la Formación Gran Cañón.

La evidencia de rifting durante la actividad magmática motivó a Busby-Spera *et al.* (1998) a sugerir que el magmatismo del Triásico al Jurásico se desarrolló en un sistema de arco de islas con extensión (subducción tipo Mariana), de ángulo de subducción alto, típico de arcos oceánicos jóvenes como los presentes al occidente del océano Pacífico (e.g. Dickinson, 1978, Diglioni *et al.*, 1999; Garzani *et al.*, 2007; Xiao *et al.*, 2010). Un ejemplo es el sistema de subducción Izu Bonin-Mariana, el cual ha generado varias cuencas tras-arco desde hace 43 Ma (e.g. Stern *et al.*, 2003).

Existe una gran similitud temporal entre los granitoides de San Andrés y los granitoides jurásicos de la zona de estudio y entre la secuencia meta-volcanoclástica-volcánica del Cretácico Inferior con la Formación Eugenia del Tithoniano-Neocomiano (subcapítulo 1.4.4 y Fig. 1.10).

Los granitoides de San Andrés están encajonados por rocas volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico (e.g. Cerro El Calvario) y cubren un rango de edad U-Pb en zircón entre 155.6 ± 2.8 y 132.7 ± 3.9 Ma (Kimbrough y Moore, 2003). Estos granitoides son

dominantemente de tonalita de hornblenda-biotita y presenta texturas hipidiomórficas de grano medio a grueso (Kimbrough y Moore, 2003), similar a las rocas de los granitoides jurásicos Jt de la zona de estudio (edad U-Pb en zircón de 151.6 ± 2.6 Ma). Tanto los granitoides jurásicos de la zona de estudio como los granitoides de San Andrés también podrían correlacionarse con las rocas volcánicas reportadas la unidad Cañón de las Palmas de edad U-Pb en zircón de ~ 156 Ma ubicada en en la Sierra Calamajué (subcapítulo 1.4.3), así como con las secuencias volcánicas del este y sur de la Sierra San Pedro Mártir (subcapítulo 1.4.1) de edad U-Pb en zircón de 133.9 ± 1.5 Ma (Johnson *et al.*, 1999) y del complejo plutónico La Suerte de edad U-Pb en zircón de 132 ± 7 Ma (Fig. 1.6; Schmidt y Paterson, 2002). Todas estas rocas pueden ser asignadas a un arco vigente entre hace *ca.* 156 y 132 Ma.

La Formación Eugenia consiste en rocas volcanoclásticas y volcánicas en su base y epiclásticas hacia la cima (Barnes, 1984). Kimbrough y Moore (2003) obtuvieron una edad de cristalización de una brecha tobácea de 141.5 ± 3.0 Ma localizada cerca de la base (similar a la edad U-Pb en zircón de 139.5 ± 2.0 Ma obtenida cerca de la base de la secuencia del Cretácico Inferior; Fig. 7.1) y Kimbrough *et al.* (1987) presentaron una edad de concordia de U-Pb en zircón de 150 ± 3 Ma en varios de los clastos graníticos de las rocas volcanoclásticas (similar a la edad U-Pb del zircón heredado de la brecha volcánica que encajona al plutón Rosarito de 152.7 ± 1.5 Ma y a la edad U-Pb en zircón de 151.6 ± 2.6 Ma de los granitoides jurásicos Jt). De acuerdo con Barnes (1984) y Boles y Landis (1984), ésta formación fue depositada en un ambiente marino profundo y sus sedimentos fueron derivados de los volcanes del mismo arco de cual pertenecían los granitoides de San Andrés y de Punta Norte en Isla Cedros. Un panorama similar es inferido para la secuencia del Cretácico Inferior.

De acuerdo con Kimbrough *et al.* (1987), el depósito de las Formaciones Coloradito y Eugenia en la península de Vizcaíno (Fig. 1.8) indica un período de levantamiento y exposición de intrusivos pertenecientes a los granitoides San Andrés, al mismo tiempo que ocurría un volcanismo disperso vigente en los centros del arco San Andrés (Hickey, 1984); todo esto durante un período que abarcó desde el Tithoniano (e.g. Kimbrough y Moore,

2003) hasta el Aptiano-Albiano (Barnes, 1984). Hasta el inicio de esta tesis no se habían identificado estructuras compresivas en la región a las que se les pudiera responsabilizar la generación de gradientes topográficos pronunciados y transporte clástico de alta energía, por lo que, al carecer de un registro geológico compresivo del cual sustentarse, Kimbrough y Moore (2003) y Busby (2004) sugirieron que las Formaciones Coloradito y Eugenia fueron depositadas en cuencas extensionales o transtensivas. La identificación en este trabajo de la transpresión D1 y su posible relación con una cuña bivergente otorga el panorama tectónico necesario para el depósito de esas formaciones.

Otras formaciones más o menos contemporáneas a la secuencia metavolcanoclástica-volcánica del Cretácico Inferior son la Formación Olvidada en El Marmol (subcapítulo 1.4.2) y las unidades Cañón McCarty y La Asamblea en la Sierra Calamajué (subcapítulo 1.4.3; Fig. 1.3a), las cuales forman parte de las asociaciones clásticas y volcánicas de “tipo flysch” bautizadas así por Schmidt *et al.* (2002). La Formación Olvidada se depositó en un ambiente marino profundo a somero, está asociada a un abanico submarino y representa una cuenca tras-arco, cuyo ambiente de depósito y tectónico es más o menos similar a los propuestos para la secuencia del Cretácico Inferior. Por su parte, la unidad Cañón McCarty consiste en rocas volcanoclásticas derivadas de la unidad Las Palmas (edad U-Pb en zircón de ~156 Ma) que se depositaron a lo largo de una discordancia erosional, ambos panoramas también interpretados para la secuencia del Cretácico Inferior con respecto a los granitoides jurásicos de la zona de estudio (edad U-Pb en zircón de 151.6 ± 2.6 Ma).

Al igual que la transpresión D1 que afecta a las rocas pre-Alisitos de la zona de estudio, Johnson *et al.* (1999) y Schmidt y Paterson (2002), Buch y Delattre (1993), Alsleben, (2005 en Alsleben *et al.*, 2008), Sedlock (2003b) y Bonini y Baldwin (1998) también reportan deformaciones anteriores a la yuxtaposición entre Alisitos y el margen de Norteamérica al oeste y sur de Sierra San Pedro Mártir (subcapítulo 1.4.1), en las Formaciones El Volcán y De Indio de El Marmol (subcapítulo 1.4.2), en la Unidad Cañón Calamajué en Sierra Calamajué (subcapítulo 1.4.3), en el Melánge Puerto Nuevo y en las ofiolitas de la península de Vizcaíno (subcapítulo 1.4.4), y a uno de los dos eventos de deformación reportados en las ofiolitas de las islas Magdalena y Santa Margarita (Fig. 1.9),

respectivamente. Por lo tanto, la extensión de la transpresión D1 posiblemente abarcó desde la Sierra San Pedro Mártir al menos hasta la mitad de la península de Baja California.

En el abanico de doble vergencia ubicado al sur de Sierra San Pedro Mártir (Fig. 1.6), Schmidt y Paterson (2002) reportan rocas intrusivas que grabaron una deformación hasta ahora enigmática que ocurrió entre hace ~164 y 132 Ma, por lo que estos autores proponen que la yuxtaposición entre Alisitos y el margen de Norteamérica comenzó antes de ~132 Ma y continuó hasta hace ~85 Ma; y que ésta fue predominantemente compresiva. Sin embargo, en la zona de estudio se identifica que el evento D1 fue transpresivo y que ocurrió en la zona de estudio entre hace 132 y 128 Ma, antes de la yuxtaposición compresiva de Alisitos con el margen de Norteamérica (aunque pudo comenzar antes, tal como lo sugiere el inicio del depósito de las Formaciones Coloradito y Eugenia alrededor del Tithoniano). Asimismo, la vigencia de la transpresión D1 en la zona de estudio terminó antes del emplazamiento de la serie intrusiva Nuevo Rosarito, por lo que no se comparte la hipótesis de Schmidt y Paterson (2002) y se propone el desarrollo de dos eventos de deformación distintos, el más antiguo transpresivo y el más reciente predominantemente compresivo, con el desarrollo de la Formación Alisitos más o menos entre ambos eventos.

Desde el punto de vista tectónico, el desarrollo del evento D1 implicaría el inicio de la yuxtaposición de un arco más antiguo que Alisitos con el margen de Norteamérica. En este trabajo se propone que ese arco anterior a Alisitos fue el arco vigente entre hace *ca.* 156 y 132 Ma.

La cercanía relativa del arco de 156 a 132 Ma con el margen de Norteamérica también está en sintonía con las edades U-Pb en zircón del Proterozoico al Arquano en rocas del Cretácico Inferior a más jóvenes ubicadas a lo largo de la península. Por ejemplo, se reportan edades de hasta 2758 ± 17 Ma en areniscas localizadas en San Vicente al sur de Ensenada (Alsleben *et al.*, 2011); de 900 – 1000 Ma en ortogneises (Johnson *et al.*, 1999) o de hasta 1400-2100 Ma en rocas metasedimentarias (Alsleben *et al.*, 2011) localizados al oeste y norte, respectivamente, de Sierra San Pedro Mártir; de ~1748 y ~1259 Ma provenientes de una ignimbrita de la Formación Alisitos (Busby *et al.*, 2006); de hasta

2749 ± 12 Ma en una turbidita de edad máxima de depositación de ~112 y de hasta 3039 ± 17 Ma en metaconglomerados del Triásico Inferior o más reciente, ambas localizadas en la Sierra Calamajué (Alsleben *et al.*, 2011); y de 607.3 ± 5.8 Ma en los granitoides jurásicos del complejo La Unión, aunque éste último también pudo resultar de contaminación durante el proceso de separación.

7.2. Plutones del Cretácico (arco Alisitos)

7.2.1. Geoquímica de la zona de estudio

Para el estudio geoquímico de los intrusivos cretácicos se analizaron 14 muestras de la serie intrusiva Nuevo Rosarito, tres del complejo volcánico-plutónico La Unión, cuatro del plutón El Salinito y dos de los plutones San Germán y El Marmolito.

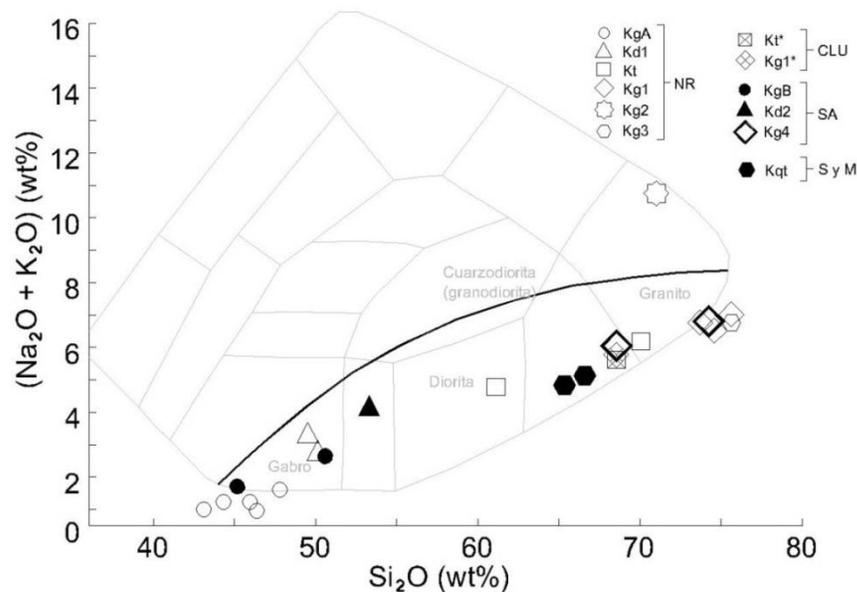


Fig. 7.11. Diagrama de sílice vs álcalis total (TAS; después de LeBas *et al.*, 1986 y Wilson, 1989) para la clasificación de rocas intrusivas. La simbología de las muestras representa la clasificación modal de las rocas. Abreviaturas: NR=serie intrusiva Nuevo Rosarito; CLU=complejo La Unión; SA=plutón El Salinito; S y M=plutones San Germán y El Marmolito.

De acuerdo al diagrama TAS (LeBas *et al.*, 1986; Wilson, 1989), la composición de los intrusivos varía de gabro a granito (Fig. 7.11). En el mismo diagrama se puede ver que existe correspondencia entre su clasificación química y su clasificación modal. También se puede ver que todas las muestras se encuentran dentro del campo de las rocas subalcalinas,

a excepción de la muestra 41XI08 de un dique de granito de hornblenda-clinopiroxeno Kg2 de la serie intrusiva Nuevo Rosarito que grafica en el campo alcalino.

En la Fig. 7.12 se puede observar que tanto los gabros y dioritas de dos piroxenos (KgA y Kd1) de Nuevo Rosarito como parte de los gabros y dioritas de hornblenda (KgB y Kd2) del plutón El Salinito se agrupan en la serie toleítica. Asimismo, una de las dos muestras representativas del gabro de hornblenda (KgB) y una de las dos de la tonalita de hornblenda-biotita (Kt) de Nuevo Rosarito pueden ser clasificadas como toleíticas; el resto de las rocas pertenecen a la serie calcoalcalina, excepto por la muestra 41XI08 (Fig. 7.12a).

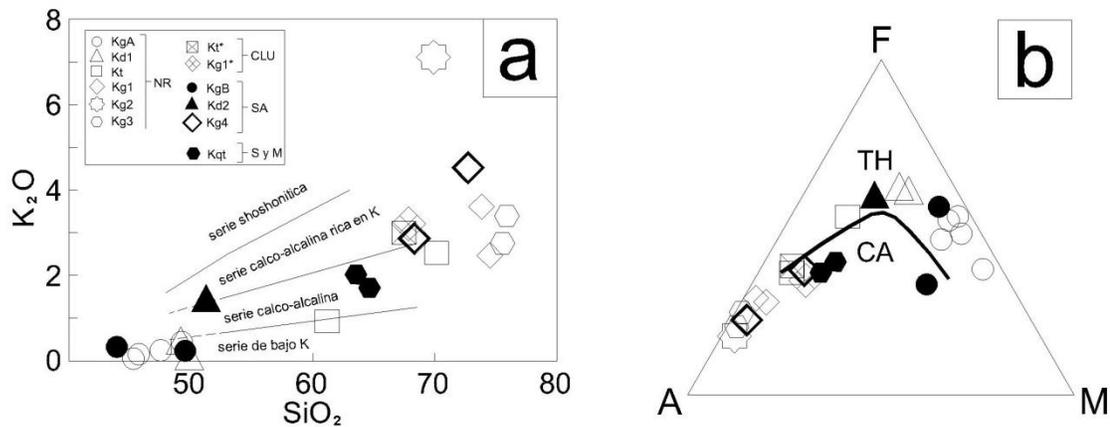


Fig. 7.12. (a) Diagrama K_2O vs SiO_2 para la subdivisión de las series volcánicas provenientes de arcos de islas, en donde de acuerdo con Wilson (1989), las series de bajo K y shoshonítica son equivalentes a la serie toleítica y alcalina, respectivamente. (b) Diagrama AFM utilizado para diferenciar las series toleíticas (TH) de las calco-alcalinas (CA), en donde $A = Na_2O + K_2O$; $F = FeO + 0.9Fe_2O_3$; $M = MgO$. Ambas figuras fueron tomadas de Wilson (1989).

Las muestras también fueron graficadas en los diagramas de variación de la Fig. 7.13 de contenido de SiO_2 , FeO^* y TiO_2 respecto a FeO^*/MgO de Miyashiro (1974), en donde las series TH y CA son identificadas al presentar una pendiente más suave o más abrupta que la línea intermitente marcada como TH/CA, respectivamente.

En la Fig. 7.13a, la dispersión que presentan la sílice respecto a la tasa FeO^*/MgO en los gabros de la serie intrusiva Nuevo Rosarito (KgA) y del plutón El Salinito (KgB) puede reflejar heterogeneidad de la fuente o variación en el grado de fusión parcial. La misma dispersión es reflejada al comparar el índice máfico con la sílice (Fig. 7.14).

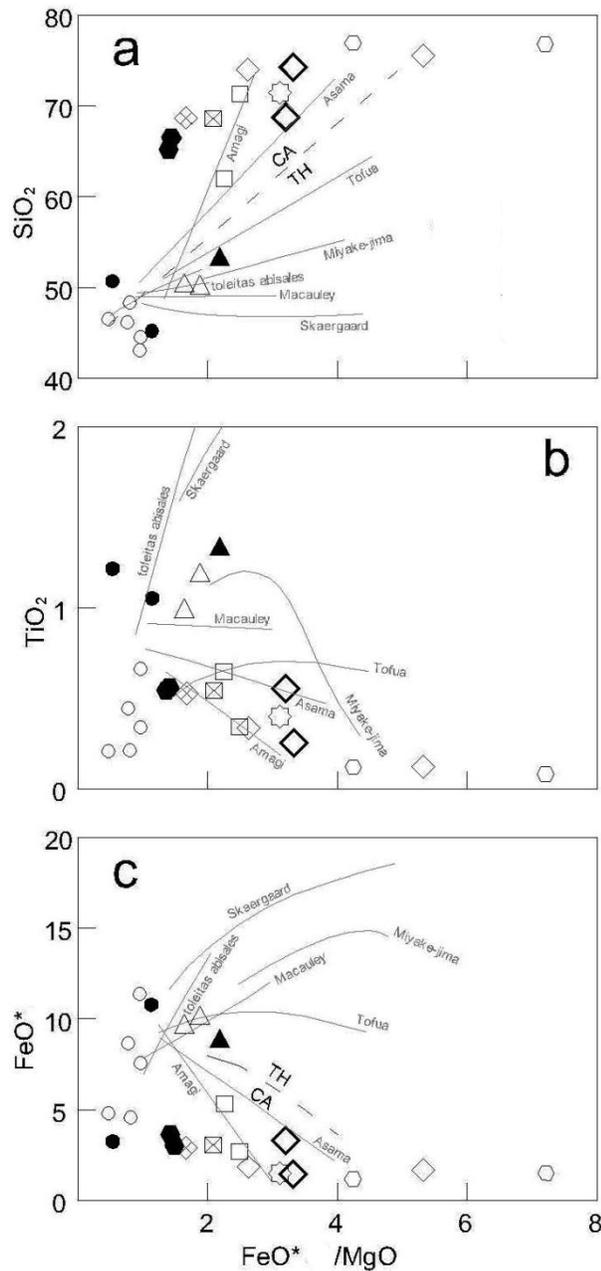


Fig. 7.13. Diagramas de variación de contenido de SiO_2 , TiO_2 y FeO^* respecto a FeO^*/MgO de Miyashiro (1974), en donde FeO^* es hierro total como FeO . El TiO_2 y FeO^* en el eje de las ordenadas refleja la cristalización de los óxidos de Fe-Ti, mientras que la tasa FeO^*/MgO es un indicador de la cristalización fraccionada de las rocas. La simbología presente es la misma que en la Fig. 7.11. Las rocas de los volcanes Amagi y Asama (Japón) pertenecen a las series calco-alcálicas (CA), mientras que el resto corresponden a las series toleíticas (TH). Las rocas de las islas Tofua, Miyakejima y Macauley pertenecen al arco Tonga, Izu-Bonin y Kermadec, respectivamente. La intrusión Skaergaard se encuentra en Groenlandia. La tendencia de estos centros volcánicos están incluidos en los diagramas originales de Miyashiro (1974).

Las rocas intrusivas con composiciones modales de tonalita a granito y con porcentajes de sílice mayores al 60% presentan valores de $\text{FeO}^*/\text{MgO} > 2.0$ y grafican por encima de la línea TH/CA de la Fig. 7.13a, lo que también indica que forman parte de la serie calcoalcalina (Miyashiro, 1975). Sin embargo, en la misma Fig. 7.13a se puede ver que una de las muestras de granodiorita Kg1 (54VII06) y las dos muestras de granito Kg3 trazan una pendiente casi horizontal. Caso similar ocurre en las Figs. 7.13b y 7.13c, lo que podría sugerir que forman parte de la serie toleítica.

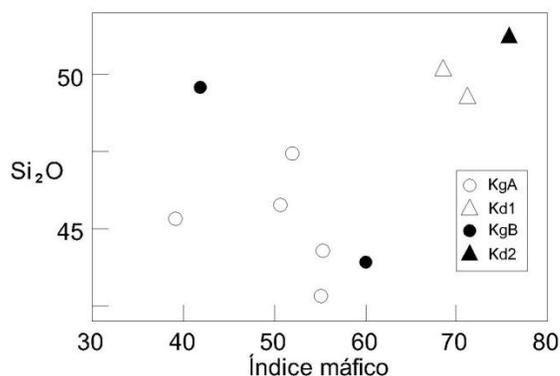


Fig. 7.14. Diagrama de índice máfico vs sílice.
Índice máfico = $100 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3^t / (\text{Fe}_2\text{O}_3^t + \text{MgO})$

Para complementar la clasificación de las rocas granitoides de la Fig. 7.13, le fueron aplicados los tres criterios propuestos por Frost *et al.* (2001) y expuestos en la Fig. 7.15: el diagrama Fe^*/SiO_2 (en donde $\text{Fe}^* = \text{FeOt}(\text{FeOt} + \text{MgO})$), el índice álcalis-calcio modificado (*modified alkali-lime index*; MALI) y el índice de saturación de aluminio (*aluminium saturation index*; ASI).

En el diagrama Fe^*/SiO_2 (Fig. 7.15a) se puede ver que la mayoría de las muestras son magnesianas (equivalente a la serie calcoalcalina; e.g., Frost y Frost, 2008). Sin embargo, la muestra 54VII06 de granodiorita Kg1 y las dos de granito Kg3 grafican en el campo de las ferroanas (equivalente a la serie toleítica), tal como lo sugiere la Fig. 7.13.

De acuerdo con Frost y Frost (2008), en el diagrama MALI (Fig. 7.15b), la variación de cálcicas a alcalinas que llegan a presentar las rocas de una serie plutónica es reflejo del incremento en la abundancia de feldespato potásico y de la componente albítica de la plagioclasa al incrementarse la sílice, por lo que hay una relación directa entre la clasificación MALI con la tendencia de la moda mineral. Como se puede apreciar en la Fig.

7.15b, las muestras de la serie intrusiva de Nuevo Rosarito grafican en el campo de los plutones cálcicos.

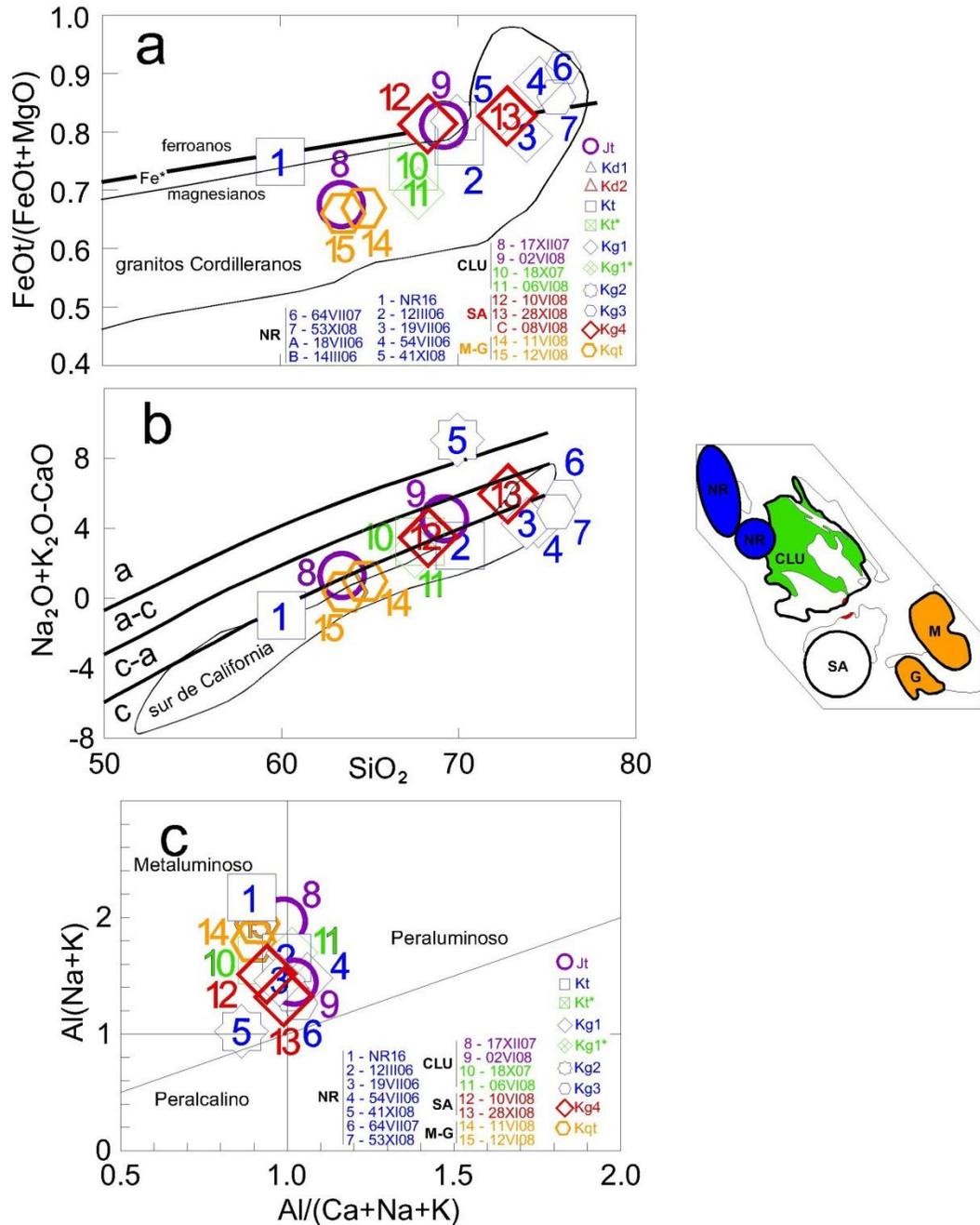


Fig. 7.15. (a) Diagrama Fe^*/SiO_2 (en donde $Fe^* = FeO/(FeO+MgO)$); (b) diagrama MALI ($Na_2O + K_2O - CaO/SiO_2$); y (c) diagrama ASI ($Al/(Ca - 1.67P + Na + K)$). Todos los diagramas son tomados de Frost *et al.* (2001).

Esta firma geoquímica está en sintonía con su tendencia modal de cuarzodiorita-tonalita-granodiorita-granito, y cuyo patrón es típico de los plutones del Batolito de las Sierras Peninsulares (Fig. 7.16a).

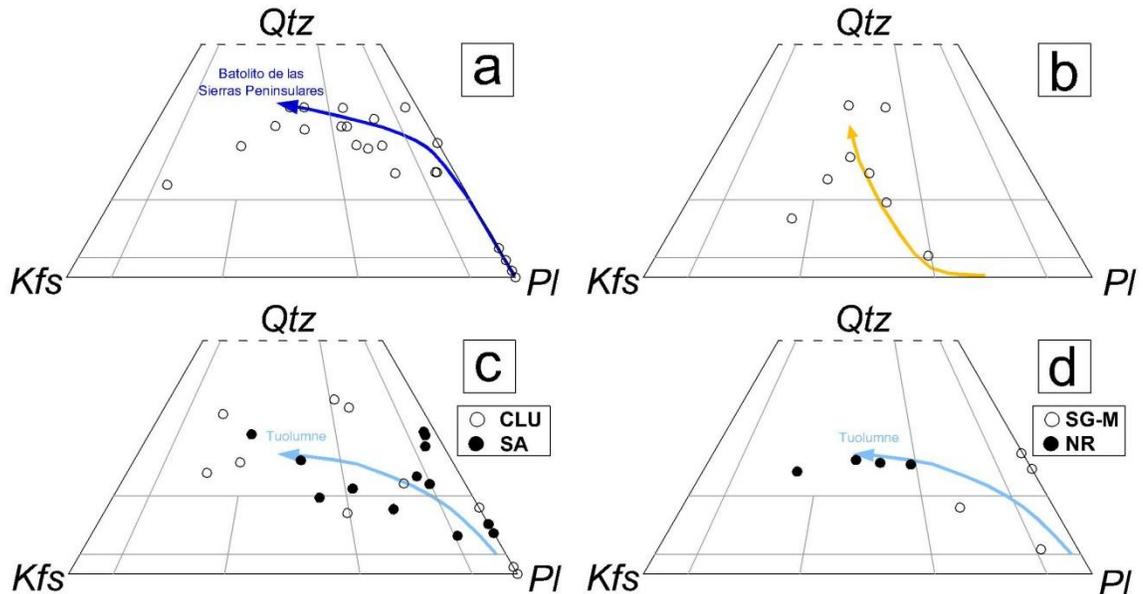


Fig. 7.16. Tendencia modal de las unidades Kqd, Kt y Kg1(a) y Kg2 (b) de la serie intrusiva Nuevo Rosarito (NR); de las unidades Kqd*, Kt* y Kg1* del complejo La Unión (CLU) y Kd2, Kt**, Kmz y Kg4 del plutón El Salinito (SA) (c). Las unidades Kqt de los plutones San Germán y El Marmolito (SG-M) y los diques Kg3 de Nuevo Rosarito son graficadas en (d). La flecha amarilla en (b) delinea la tendencia modal de los diques Kg2. Las tendencias modales del norte del batolito de las Sierras Peninsulares y de Tuolumne (Sierra Nevada) están representados por las flechas en azul y cian, respectivamente, y fueron obtenidos de los datos publicados por Bateman y Chappell (1979) y Larsen (1948; en Frost y Frost, 2008).

Por su parte, las muestras ubicadas en el complejo La Unión y en El Salinito grafican tanto en el campo cálcico (muestra 18X07) como en el calco-alcálico (muestras 06VI08, 10VI08 y 28XI08), lo que sugiere una mayor abundancia en feldespato potásico y/o plagioclasa sódica en comparación con Nuevo Rosarito de acuerdo con el criterio de Frost y Frost (2008) mencionado arriba. Este patrón se observa en la Fig. 7.16c en donde las rocas, además de variar de cuarzodiorita a tonalita a granodiorita, trazan una tendencia casi lineal de cuarzodiorita-cuarzomonzodiorita-granito similar a la tendencia que presenta el Batolito Tuolumne en Sierra Nevada. Las muestras de los plutones San Germán y El Marmolito también grafican en el campo cálcico (Fig. 7.15b); sin embargo, incluye composiciones modales de cuarzodiorita, tonalita, cuarzomonzodiorita y granito (Fig. 7.16d), lo que puede

sugerir que estas rocas contienen tanto feldespato potásico o plagioclasa muy sódica como andesina según el criterio de Frost y Frost (2008).

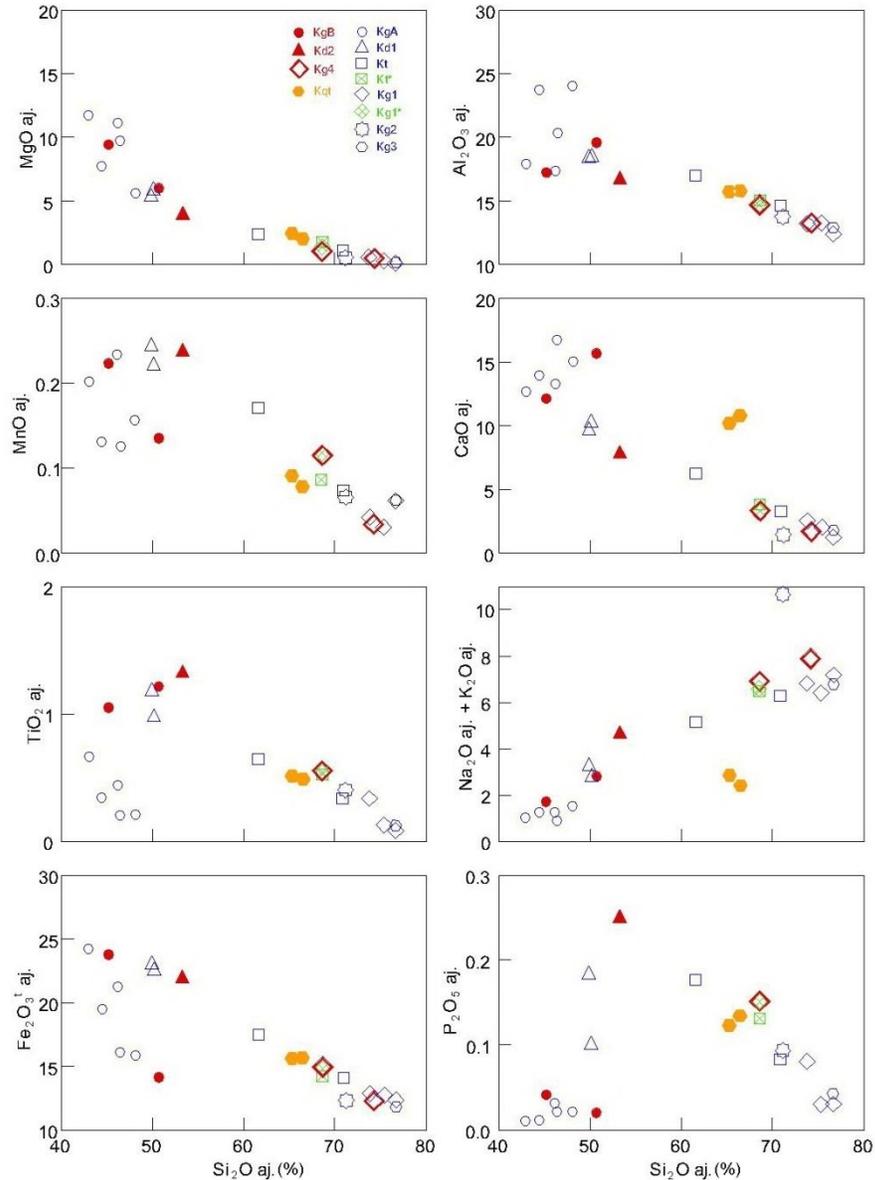


Fig. 7.17. Diagramas Harker de óxidos de los elementos mayores de los intrusivos cretácicos de la zona de estudio. Los elementos mayores son recalculados al 100% con base anhidra (prefijo aj.) debido al amplio rango composicional que se incluye en cada diagrama, cuyo contenido inicial de agua debió ser variable.

Esta posibilidad está en sintonía con la petrografía de estos plutones, cuyas oligoclasas comúnmente presentan núcleos de andesina o quizá más cálcicos (subcapítulo 6.3). A diferencia del resto de los intrusivos cretácicos, el índice MALI de la muestra

representativa de la unidad Kg2 grafica en el campo alcalino (Fig. 7.15b), al igual que en el diagrama TAS. Aunque solo se tiene una muestra para su caracterización geoquímica, la tendencia modal de ocho diques Kg2 (Fig. 7.16b) sugiere que esta unidad sí sea alcalina.

Finalmente, en el diagrama ASI de la Fig. 7.15c se aprecia que la mayoría de las muestras se encuentran dentro del campo de las rocas metaluminosas, las cuales se caracterizan por presentar exceso de Ca una vez que el aluminio ha sido incorporado en los feldespatos (Frost *et al.*, 2001). Caso contrario ocurre con las muestras de granodiorita Kg1*, granodiorita Kg1 y de granito Kg3 (localizadas en La Unión y en Nuevo Rosarito, respectivamente), las cuales son ligeramente peraluminosas (Fig. 7.15c); que puede reflejar que el aluminio que no se acomodó en las plagioclasas se incorporó en biotita.

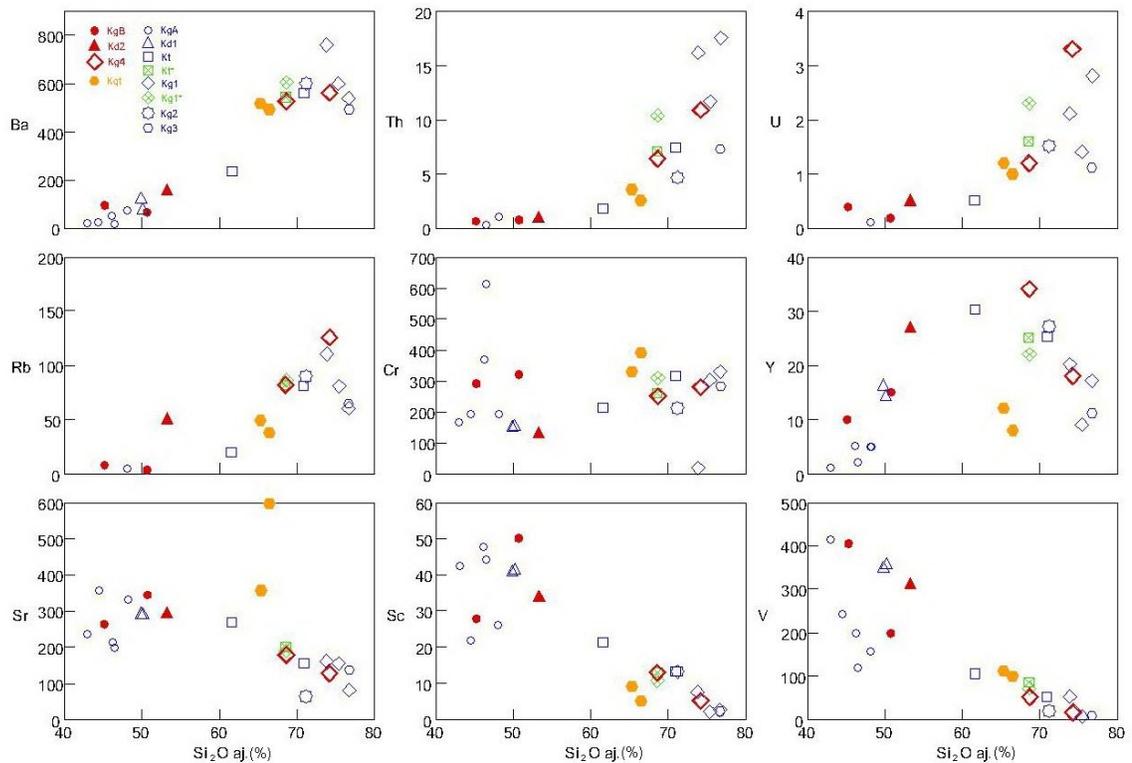


Fig. 7.18. Diagramas Harker de óxidos de los elementos traza de los intrusivos cretácicos de la zona de estudio. La silíce es recalculada al 100% con base anhidra (prefijo aj.).

Para inferir fenómenos de fraccionamiento mineral que involucren a los magmas de la zona de estudio fueron elaborados diagramas de variación Harker (Figs. 3.11, 3.12, 4.30, 4.31, 5.26, 5.27, 6.9 y 6.10). En las Figs. 7.17 y 7.18 se exhiben los diagramas Harker de todas

las muestras representadas con distintos colores para diferenciar los plutones del cual provienen.

A partir de estos diagramas se puede observar que, en conjunto, los gabros y las dioritas suelen presentar patrones distintos a las tonalitas, granodioritas y granitos. También se aprecia que las muestras félsicas tienden a presentar tendencias lineales o curvilíneas; mientras que los gabros y dioritas exhiben una dispersión considerable, lo que puede sugerir que en esos casos el fraccionamiento pudo ocurrir en un sistema que no estaba completamente cerrado.

La Fig. 7.19 integra los patrones de REE normalizados a condrita de los intrusivos de la zona de estudio. En esta figura se puede observar que tanto los patrones de las rocas gabróicas y dioríticas como las de las rocas félsicas presentan dos tendencias distintas.

Las muestras del gabro KgA tienen patrones ligeramente planos con anomalías positivas en Eu, Ho y Tm, abundancias de 1.2 a 7.4 veces los niveles condriticos y con una mayor variación en las abundancias de las LREE (región en gris oscuro en la Fig. 7.19a). En la Fig. 3.13 se observa que la diorita de dos piroxenos Kd1 presenta patrones de REE casi paralelos a las del gabro KgA, por lo que se interpreta que son comagmáticas. El gabro de clinopiroxeno-hornblenda KgB y la diorita de hornblenda Kd2 del plutón El Salinito tienen patrones ligeramente planos con abundancias de 4.4 a 29.9 veces los niveles condriticos (región en gris claro en la Fig. 7.16a). A diferencia de la diorita Kd2, el gabro KgB presenta una anomalía positiva de Eu apenas perceptible (Fig. 5.28a). Aun así, el paralelismo entre los patrones de REE, y la similitud de los patrones que muestran en los diagramas multi-elementos (Fig. 5.29), sugiere que la diorita Kd2 (Fig. 4.10) y gabro KgB (Fig. 5.11) pueden provenir de la misma fuente.

En su estudio regional de la variación de REE que presentan los plutones del batolito de las Sierras Peninsulares al norte de Baja California y sur de California, Gromet y Silver (1987) señalaron que los patrones de REE de los intrusivos que contienen cuarzo (de cuarzo gabro a granito) varían según su localización, lo que les permitió agruparlos en tres zonas: occidental, central (zonas con achurado diagonal en rojo y azul de la Fig. 7.19) y oriental. Sin embargo, los patrones de REE de los intrusivos sin contenido de cuarzo (gabro) varían

de acuerdo con su mineralogía: gabros de piroxeno con patrones lineales con una evidente anomalía positiva en Eu y gabros de hornblenda con patrones planos o cóncavos hacia abajo (Fig. 7.20).

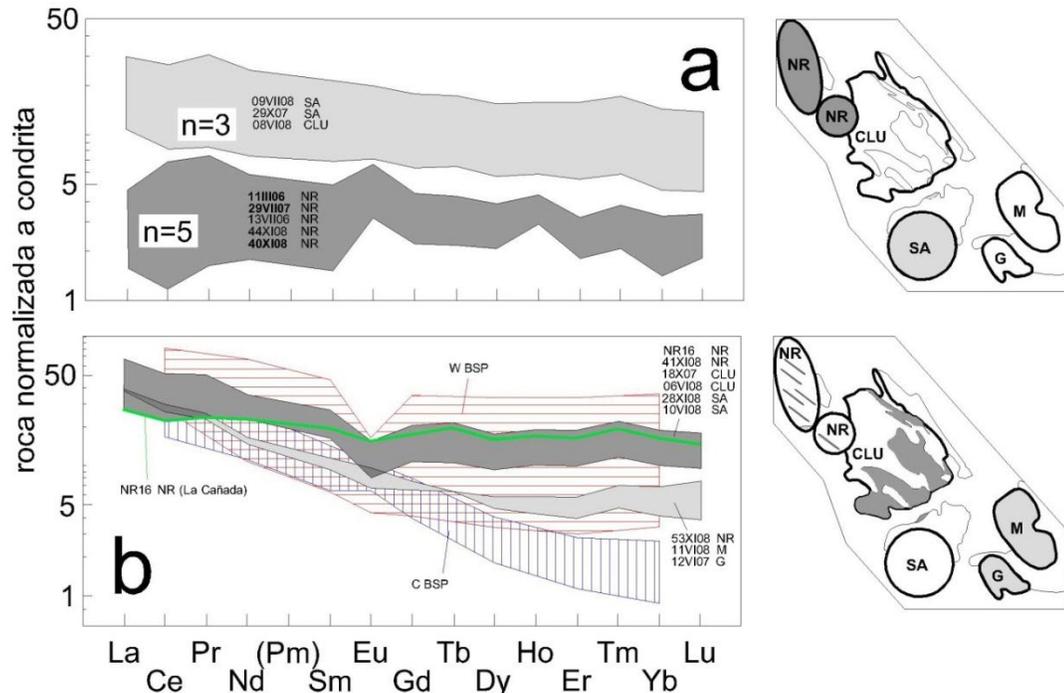


Fig. 7.19. Integración de los patrones de REE normalizadas a condrita de las unidades intrusivas de la zona de estudio entre (a) gabro de dos piroxenos KgA de Nuevo Rosarito (en gris oscuro) y del gabro KgB y la diorita de clinopiroxeno-hornblenda Kd2 de El Salinito (en gris claro). (b) Integración de los patrones de REE de la tonalita de hornblenda-biotita Kt y Kt*, la tonalita-granodiorita-granito de biotita-hornblenda Kg1*, el granito de hornblenda-clinopiroxeno Kg2 y de la granodiorita-granito de biotita-hornblenda Kg4 (en gris oscuro) y del granito de biotita Kg3 de y de la cuarzodiorita-tonalita de biotita-hornblenda Kqt de El Marmolito y San Germán (en gris claro). La línea verde corresponde al patrón de la muestra representativa de la intrusión La Cañada. Las regiones con achurado horizontal en rojo y vertical en azul representan a las rocas de la zona occidental y central del batolito de las Sierras Peninsulares, respectivamente, de Gromet y Silver (1987). En esta figura se graficaron únicamente las muestras analizadas bajo el código 4Litho. Abreviaturas: NR=serie intrusiva Nuevo Rosarito; CLU=complejo La Unión; SA=plutón El Salinito; G=plutón San Germán; M=plutón El Marmolito. Los valores de referencia fueron obtenidos de Nakamura (1974) y Haskin *et al.* (1968).

Si comparamos los patrones de REE de los gabros de piroxeno y hornblenda de Gromet y Silver (1987) con los gabros de la zona de estudio vemos que el gabro KgA de Nuevo Rosarito tiene patrones y abundancias de REE similares a aquellos de los gabros de piroxeno del batolito de las Sierras Peninsulares, mientras que el gabro KgB del plutón El Salinito tiene patrones de REE más o menos similares a uno de los gabros de hornblenda (muestra 1 de la Fig. 7.20b).

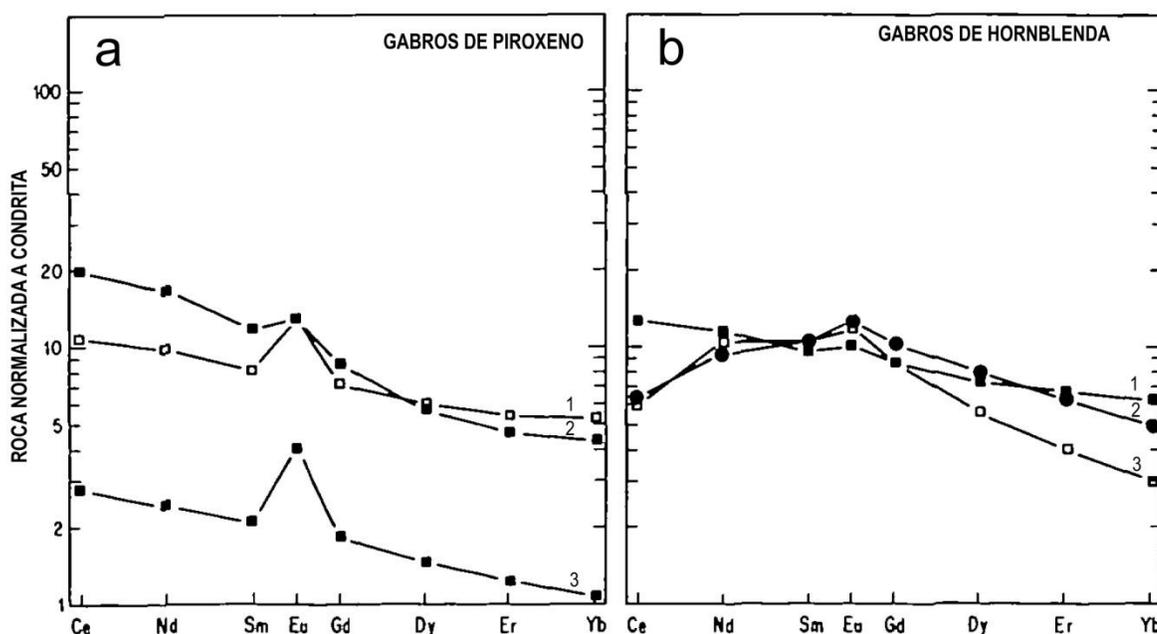


Fig. 7.20. Patrones de REE de (a) gabros de piroxeno de la zona occidental (muestra 1) central (muestra 2) y oriental (muestra 3) del BSP; y de (b) gabros de hornblenda de la zona occidental (muestras 1 y 3) y de la central (muestra 2) del BSP. Figura tomada de Gromet y Silver (1987; p. 86).

Los patrones de REE de las rocas félsicas también presentan dos tendencias. Por un lado, las rocas representativas de la tonalita de hornblenda-biotita Kt y Kt* y la tonalita-granodiorita-granito de biotita-hornblenda Kg1 y Kg1*, el granito de hornblenda-clinopiroxeno Kg2 y de la granodiorita-granito de biotita-hornblenda Kg4 (región en gris oscuro en la Fig. 7.19b) presentan abundancias de 65.0 a 9.3 los niveles condriticos, con un ligero fraccionamiento en las LREE (La/Sm_{CN} 1.32 – 3.39), patrones planos en las HREE (Gd/Lu_{CN} 0.95 – 1.20) y anomalía negativa de Eu (Eu^* 0.59 – 0.81). Por otro lado, las muestras del granito de biotita Kg3 de Nuevo Rosarito y las representativas de los plutones El Marmolito y San Germán tienen abundancias de REE más bajas, de 38.6 a 18.6 los niveles condriticos, un mayor fraccionamiento de las LREE (La/Sm_{CN} 3.35 – 3.92), abundancias más variables en las HREE, y un patrón ligeramente cóncavo desde las MREE a las HREE (región en gris claro en la Fig. 7.19b).

Las dos tendencias de los patrones de REE de las rocas félsicas se encuentran dentro del rango reportado por Gromet y Silver (1987) para los plutones de la zona occidental del batolito de las Sierras Peninsulares (achurado horizontal en rojo en la Fig. 7.19b). De igual

forma, la relación entre el contenido de plagioclasa y el fraccionamiento de las REE que presentan la gran mayoría de rocas de la zona de estudio también se encuentran dentro del campo de los plutones occidentales en el diagrama Sr vs Sm/Dy_{CN} (Fig. 7.21) de Gromet y Silver (1987), aunque hay una muestra correspondiente al plutón El Marmolito que grafica cerca del campo de los plutones de la zona central.

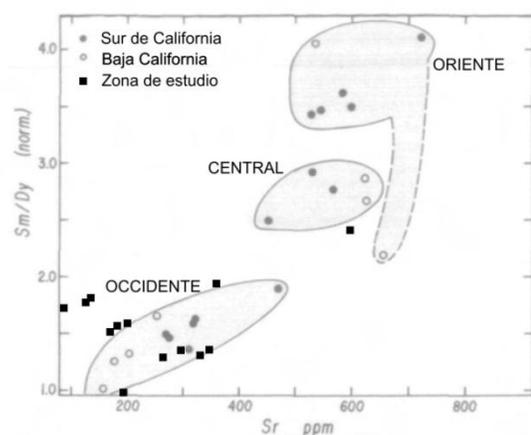


Fig. 7.21. Tasa de Sm/Dy normalizado a condrita versus la concentración de Sr en tonalitas y cuarzodioritas del BSP. Las muestras están agrupadas por región. Los círculos representan muestras del sur de California y de Baja California, mientras que los cuadrados representan muestras de la zona de estudio. Figura modificada de Gromet y Silver (1987).

Al comparar los patrones de REE de los intrusivos de Nuevo Rosarito, La Unión y El Salinito con los patrones de REE que presentan los algunos minerales formadores de roca (Fig. 7.22), se puede apreciar que los patrones y abundancias de los gabros y dioritas de Nuevo Rosarito (región en gris oscuro en la Fig. 7.19a) son similares aquellos que en promedio presentan las plagioclasas. Por su parte, los patrones de REE de los plutones El Marmolito y San Germán y de los diques Kg3 de Nuevo Rosarito (Fig. 7.19b) son similares a aquellos que presentan los anfíboles y piroxenos, aún cuando la mineralogía es similar a los intrusivos félsicos de La Unión y de El Salinito (comparar Figs. 7.16c y 7.16d), los cuales presentan patrones de REE muy distintos.

7.2.2. Historia petrogenética y de emplazamiento de los plutones cretácicos.

A través de las observaciones de campo y el análisis petrográfico se deducen tres características que comparten Nuevo Rosarito, La Unión y El Salinito. La primera es que los intrusivos cretácicos más antiguos son gabro de dos piroxenos (KgA en Nuevo Rosarito y KgA* en La Unión).

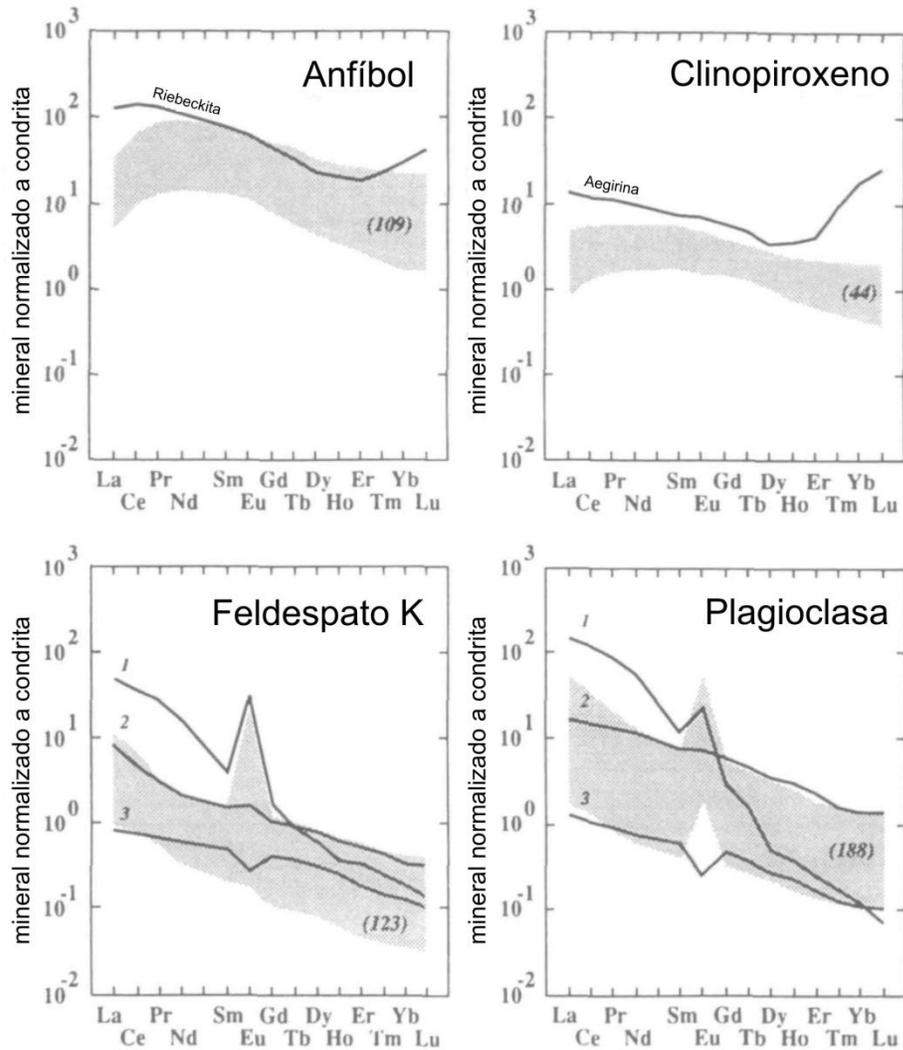


Fig. 7.22. Patrones de REE normalizados a condrita de anfíboles, clinopiroxenos, feldespato potásico y plagioclasa de Bea (1996). Las áreas sombreadas representan los campos ocupados por los especímenes analizados; el número de los análisis están representados en los paréntesis. Para el feldespato potásico y la plagioclasa, las líneas 1, 2 y 3 son ejemplos representativos de feldespatos provenientes de una granulita (nótese el enriquecimiento de LREE), de feldespatos que coexisten con epidota primaria (nótese la anomalía positiva de Eu) y feldespato de rocas peraluminicas altamente fraccionadas (nótese el bajo contenido de REE y la anomalía negativa de Eu), respectivamente. Figura tomada de Bea (1996; p. 527).

La segunda es que la tonalita-granodiorita de hornblenda-biotita es la unidad félsica más antigua (Kt en Nuevo Rosarito y Kt* en La Unión). La tercera es que las unidades félsicas Kt, Kt*, Kg1, Kg1*, Kg2 y Kg2* usualmente presentan fábricas internas dúctiles de intensidades variables pero con la misma firma estructural, lo que las liga a un mismo evento de deformación.

Por medio de estos tres criterios y, junto con datos estructurales, petrográficos y geoquímicos, se identificaron cuatro episodios magmáticos en la zona de estudio.

El primer episodio comprende el emplazamiento del gabro, diorita y cuarzodiorita de Nuevo Rosarito (KgA, Kd1, Kqd). Aunque el gabro y la cuarzodiorita de La Unión (KgA* y Kqd*) presentan relaciones cortantes y características mineralógicas muy similares a Nuevo Rosarito, no son asignadas a ningún episodio específico. El segundo episodio incluye los cuerpos félsicos de Nuevo Rosarito (Kt, Kg1 y Kg2) y de La Unión (Kt*, Kg1* y Kg2*), los cuales comparten una secuencia de emplazamiento muy similar y están ligados a un evento de deformación. Aunque el gabro y la diorita de clinopiroxeno en El Salinito (Kg_{SA} y Kd_{SA}, respectivamente) tienen una mineralogía similar al gabro y la diorita de dos piroxenos de Nuevo Rosarito y La Unión, sus relaciones de contacto no son claras, por lo que tampoco son asignadas a ningún episodio específico.

El tercer episodio magmático comprende el emplazamiento del plutón El Salinito (KgB y Kg4). Finalmente, el cuarto episodio corresponde al emplazamiento de los plutones El Marmolito y San Germán (Kqt) y a los diques de granito de biotita Kg3 de Nuevo Rosarito.

7.2.2.1. Primer episodio magmático: rocas máficas de Nuevo Rosarito

7.2.2.1.1. Gabro de dos piroxenos KgA

El primer episodio inicia con la intrusión del gabro de dos piroxenos KgA de la serie intrusiva Nuevo Rosarito (Fig. 7.23a).

Los gabros KgA son rocas de arco de islas de la serie toleítica (Fig. 7.13). La ausencia o escasez de olivino y la presencia de ortopiroxeno de la unidad KgA permiten su comparación con la subserie de anfibolita-ortopiroxeno de las rocas gabróicas del batolito de las Sierras Peninsulares al sur de California (Walawender y Smith, 1980). Sus altas concentraciones en Al₂O₃ (Tabla 3.3), que exceden el contenido normal de las rocas gabróicas sub-alcalinas (Cox *et al.*, 1979), son típicas en los basaltos de arco ricos en alúmina (*high alumina basalt*; HAB), cuyo contenido suele oscilar entre 17 y 22 wt% (e.g. Wilson, 1989; Fournelle y Marsh, 1991).

Los dos modelos más aceptados que explican la generación de los HAB son: (a) la fusión parcial de manto peridotítico previamente enriquecido de fluido proveniente de la placa en subducción, para producir un magma “casi primario” (Bartels *et al.*, 1991) o (b) el fraccionamiento de fenocristales máficos de un basalto derivado de manto, rico en MgO y bajo en alúmina, para producir un magma “no primario” (Crawford *et al.*, 1987).

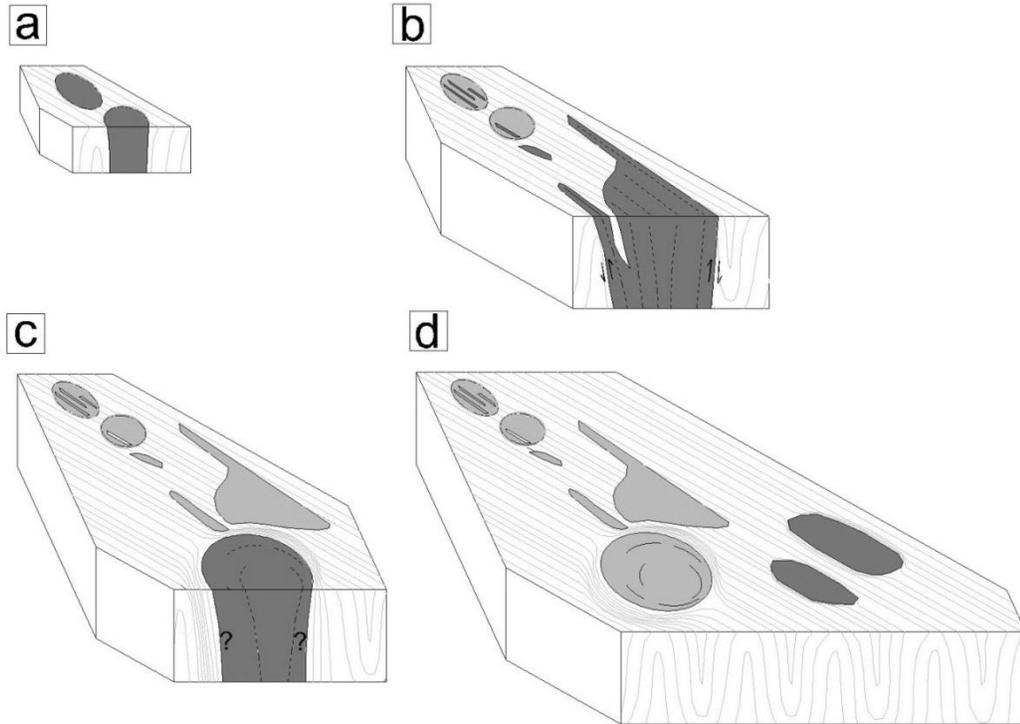


Fig. 7.23. Orden de emplazamiento de los plutones de la zona de estudio: a) gabro y diorita de dos piroxenos de Nuevo Rosarito; b) diques y cuerpos elongados de tonalita a granito de Nuevo Rosarito y La Unión; c) plutón El Salinito y d) plutones San Germán y El Marmolito.

En esta tesis se identifican algunas de las líneas de evidencia enlistadas por Fournelle y Marsh (1991) que favorecen el fraccionamiento de fases cristalinas máficas y la acumulación de plagioclasa para explicar el alto contenido en alúmina en el gabro KgA: (a) la presencia de cumulos ricos en plagioclasa en el plutón El Sacrificio del arreglo Nuevo Rosarito (Fig. 3.7a), (b) su alto contenido de plagioclasa (moda entre 37 y 71%; Fig. 3.9a), (c) el desequilibrio químico entre cristal y fundido evidente a través de los bordes de reacción de algunos de los fenocristales de plagioclasa en los cumulos, (d) las anomalías positivas en Eu (Fig. 3.13a) y en Sr (Figs. 3.14 y 7.24a) que pueden ser producidas por la concentración de plagioclasa en un fundido parental bajo en alúmina, y (e) la

correspondencia entre la mayor presencia modal de plagioclasa con un mayor contenido de alúmina (Fig. 7.25). De esta manera, el contenido tan variable de K ($Kd_{pl} \gg Kd_{ol} > Kd_{cpx}$ en basaltos) que muestran estas rocas en la Fig. 7.24a, quizá podría reflejar la adición de plagioclasa en el fundido gabrónico a tasas variables.

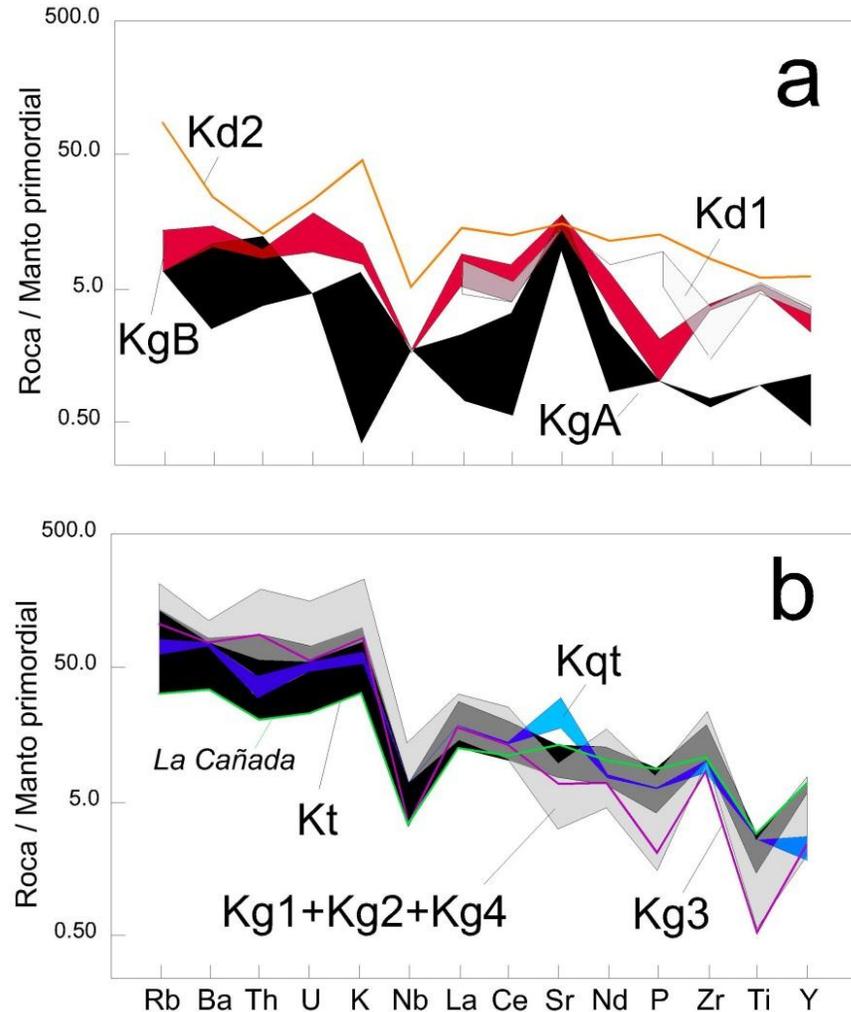


Fig. 7.24. Diagramas multi-elementos de las unidades intrusivas (a) máficas y (b) félsicas. Estos diagramas incluyen tanto las muestras analizadas bajo el código 4Litho como aquellas bajo el código 4B. Los valores de referencia fueron obtenidos de Palme y O'Neill (2003).

Algunos de los criterios que se manejan en la literatura para la composición de los magmas primarios son: $\#Mg = 68 - 75$, $MgO \geq 8\%$, $Ni \geq 400$ ppm y $Cr \geq 400$ ppm (e.g., Best, 2003). Si comparamos los valores de estos criterios con los del gabro KgA, se interpreta que estas rocas experimentaron un ligero fraccionamiento respecto a su fuente porque presenta (a) valores relativamente altos de MgO (5.5 – 11.6%) y bajos en sílice (42.9 –

47.5%); (b) valores del #Mg moderados (47 – 63); (c) abundancias de las REE bajas y cercanas a los niveles condríticos; y (d) un contenido moderado a alto en Cr (165 – 610 ppm), aunque modesto en Ni (< 71 ppm).

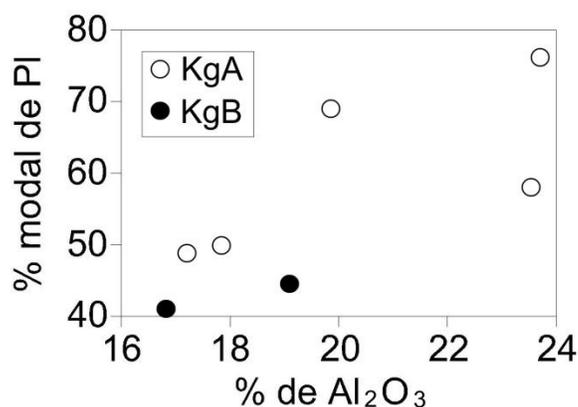


Fig. 7.25. Relación entre el porcentaje modal de plagioclasa en las muestras de gabro de dos piroxenos KgA y de gabro de clinopiroxeno-hornblenda KgB y su contenido de alúmina. Como se puede apreciar, a mayor porcentaje modal de plagioclasa, las muestras tienden a presentar un mayor contenido en alúmina.

Para inferir la posible adición al magma parental tanto de fluidos como de sedimentos (provenientes tanto de la placa en subducción como de la placa superior en donde están emplazados los magmas), se comparan los datos geoquímicos del gabro KgA con la geoquímica de lavas de arcos modernos con un contenido de sílice equivalente.

Las rocas con una tasa U/Th mayores que aquellos del MORB del Pacífico (U/Th 0.10 – 0.42) sugiere que su fuente magmática experimentó la entrada de fluidos hídricos (Jicha *et al.*, 2004). Esta tasa se observa en el gabro KgA (muestras 44XI08 y 40XI08; U/Th 0.10 – <0.33), indicando que se encuentran dentro del rango del MORB del Pacífico. Asimismo, las bajas tasas de Ba/Ta que presentan los gabros KgA (Ba/Ta 180 – 189) son ligeramente mayores a la tasa Ba/Ta < 100 que caracteriza a los magmas con baja o nula contribución de fluidos de baja temperatura según reportaron Pearce *et al.* (2005) a partir de datos geoquímicos obtenidos de varios sitios de la Trinchera de las Marianas.

Para la posible contribución de sedimentos fueron usadas otras relaciones químicas. La tasa Th/Yb de las muestras 44XI08 y 40XI08 (Th/Yb 0.75 – 1.43) son similares a aquellas tasas Th/Yb de las lavas del arco Aleutianas con componente sedimentaria (Th/Yb 0.61 – 1.72; de Jicha *et al.*, 2004). De igual manera, las tasas de Ba/La y Sm/La (Ba/La 19 – 48; Sm/La 0.4 – 0.8) son similares a las tasas Ba/La y Sm/La que presentan los magmas del arco de las Marianas de acuerdo a los trabajos de Tollstrup y Gill (2005) y Wade *et al.* (2005).

La presencia de cumulos de plagioclasa (Fig. 3.7a), la moda rica en plagioclasa (Fig. 3.19a), la textura granular que presentan al microscopio y su alto contenido en alúmina sugieren que la plagioclasa fue una de las primeras fases que aparecieron en la secuencia de la cristalización del gabro. El menor contenido de piroxeno (moda entre 20 a 40%; Fig. 3.9a) con respecto a la plagioclasa (moda entre 37 y 71%) y su textura granular a subofítica sugiere que la cristalización esta fase fue posterior a la de la plagioclasa.

Desafortunadamente, la dispersión en los datos de MgO, MnO, Fe₂O₃^t, Sc y V de los diagramas Harker (Fig. 7.17) impide aventurarse a una interpretación. Los bajos contenidos de TiO₂ y P₂O₅ en el gabro, acompañado de la relativamente amplia variación en el contenido de Fe₂O₃^t, V, Cr y Ni, sugieren un fraccionamiento en óxidos de Fe-Ti y piroxeno que pudo ocurrir en una etapa avanzada de cristalización del cuerpo gabrónico.

Con respecto su emplazamiento, la serie intrusiva Nuevo Rosarito está conformada por el plutón Rosarito de geometría elongada hacia el NNW-SSE y por el plutón El Sacrificio de geometría circular. En el plutón Rosarito, el gabro presenta una aureola de contacto de hornfels, mientras que en el plutón El Sacrificio, tal aureola no se reporta, lo que sugiere que El Sacrificio pudo emplazarse a mayor profundidad que Rosarito. A diferencia del plutón Rosarito, El Sacrificio incluye pantallas pre-Alisitos en donde el gabro circundante usualmente presenta fábricas magmáticas. Esto pudo deberse a dos posibilidades: (a) las pantallas representan techos colgantes que se hundían en un “mush” gabrónico o (b) el magma gabrónico ascendía a través de las rocas pre-Alisitos. Si las pantallas hubieran sido techos colgantes, al hundirse libremente dentro del magma es muy probable que la orientación actual de sus fábricas internas fuera arbitraria. Las fábricas están persistentemente dirigidas hacia el NW-SE, por lo que la segunda opción es la más factible. Independientemente de si las pantallas eran o no techos colgantes, una de las implicaciones más importantes de la relación temporal entre la serie intrusiva Nuevo Rosarito y la roca que la encajona es que el gabro KgA se emplazó y cristalizó después del evento D1. Otra observación estructural que confirma este panorama es que las fábricas de estado sólido de las rocas pre-Alisitos localizadas alrededor de El Sacrificio delinean su geometría circular.

En el complejo La Unión también se reportan rocas de gabro de dos piroxenos KgA* que, al igual que el gabro KgA de la serie Nuevo Rosarito, representan las rocas del batolito de las Sierras Peninsulares más antiguas, por lo que, aunque no se tengan datos geoquímicos, la mineralogía y la relación temporal que comparten sugieren que los gabros en estos plutones quizá estén genéticamente relacionados.

7.2.2.1.2. Diorita de dos piroxenos Kd1

La diorita Kd1 de Nuevo Rosarito es la mejor estudiada en comparación con la diorita Kd1* de La Unión. Aflora como cuerpos interdigitados (Fig. 3.7c) y como diques. Los cuerpos interdigitados presentan una clara textura *interlocking* al microscopio (Fig. 3.10a) y en muestra de mano. De acuerdo con Hibbard y Waters (1985), esa textura sugiere un fracturamiento magmático del magma gabróico (mush o mesh) con presencia de fundido intergranular diorítico que, según Vigneresse *et al.* (1996), sería factible después de alcanzar la frontera de percolación rígida (Fig. 1.11) con una cristalización mayor del 55%. En los contactos de los diques y de los cuerpos interdigitados de Kd1 no hay alteración o metamorfismo, sugiriendo un bajo gradiente de temperatura entre el fundido diorítico y el gabro prácticamente sólido.

De esta manera, la variación textural en Kd1 y el hecho que la diorita se encuentre completamente rodeada por KgA también indica que el fundido diorítico fue segregado. Esta interpretación también se apoya por las siguientes observaciones geoquímicas: (a) el contenido en MgO y álcalis de las muestras de diorita (18VII06 y 14III06) es similar a los valores más bajos en los mismos óxidos de las muestras de gabro (Fig. 3.12); (b) la diorita y el gabro presentan patrones de REE similares con anomalía positiva en Eu (Fig. 3.13a); (c) las abundancias de REE y las concentraciones de los elementos incompatibles de la diorita (por ejemplo, Ba, Y, Zr, Hf, La, Ce; Tabla 3.2) son mayores que en el gabro; (d) los patrones de los diagramas multi-elementos entre la diorita Kd1 y el gabro KgA también son equivalentes (Fig. 7.24). Este panorama está en sintonía con el fraccionamiento en óxidos de Fe-Ti y piroxeno que pudo ocurrir en una etapa avanzada de cristalización del cuerpo gabróico que se discute en el subcapítulo anterior.

Bajo el contexto que la diorita Kd1 fue el fundido residual del gabro KgA en cristalización, su mayor contenido de MnO ($Kd_{mgt} \approx Kd_{cpx} \approx Kd_{amp} > Kd_{pl}$ en basaltos), V ($Kd_{cpx} \approx Kd_{mgt} > Kd_{pl}$ en basaltos) e Y ($Kd_{cpx} > Kd_{pl}$ en basaltos) sugiere que la diorita quizá experimentó la cristalización de clinopiroxeno una vez que se separó del gabro. Caso similar se deduce de los óxidos de Fe-Ti a través del incremento en TiO_2 y $Fe_2O_3^t$. Por medio de la reducción de CaO e incremento en álcalis también se deduce la cristalización de una plagioclasa más albítica respecto a la del gabro.

Respecto a su emplazamiento, cabe recordar que el alineamiento de los cuerpos magmáticos es producido básicamente por: (a) la canalización de fundido a través de anisotropías preexistentes (e.g. Sawyer, 2001) o por (b) la migración de fundido a través de fracturas extensionales o estructuras dilatantes generadas durante un régimen de esfuerzos activo (e.g. Anderson, 1938, 1951; D'Lemos *et al.*, 1992; Brown y Solar, 1998b; Barros *et al.*, 2001; Geshi, 2001). Al incorporar esto a los datos texturales y geoquímicos, se interpreta que su orientación persistente hacia el NNE (Fig. 3.6b) ocurrió al generarse estructuras extensionales con esa orientación durante la progresiva cristalización del gabro KgA.

7.2.2.1.3. Cuarzodiorita de hornblenda-biotita Kqd

La cuarzodiorita de hornblenda-biotita aflora en la serie plutónica Nuevo Rosarito y en el complejo La Unión, cuya edad relativa es posterior a la diorita Kd1 y anterior a la tonalita-granodiorita Kt.

En La Unión los extensos afloramientos de esta unidad tienen una geometría irregular en planta (Fig. 4.1). En parte de ellos se reportan zonas de cizalla (Fig. 4.20) que afectan a la cuarzodiorita Kqd y que ocasionalmente tiene material félsico incorporado a la foliación (Fig. 4.21). En otros afloramientos se preservan fábricas magmáticas con dirección promedio N-S (Figs. 4.19b y 4.24a), lo que podría sugerir que los ejes principales del régimen de extensión de dirección NNE vigente durante el emplazamiento de la diorita Kd1 variaron de posición o en intensidad durante el emplazamiento de Kqd.

Siguiendo el orden de emplazamiento, en la cuarzodiorita Kqd se comienzan a observar microestructuras características de deformación desarrolladas con presencia de fundido, como puede ser el caso de la muestra 36XI08 en la Fig. 4.29b. Por lo tanto, se especula un posible aumento en la intensidad en la tasa de deformación experimentada en la región de la diorita Kd1 a la cuarzodiorita Kqd.

7.2.2.2. Segundo episodio magmático: rocas félsicas de Nuevo Rosarito y La Unión

7.2.2.2.1. Tonalita-granodiorita de hornblenda-biotita Kt

La tonalita-granodiorita Kt de Nuevo Rosarito es magnesiana, cálcica y metaluminosa (muestras NR16 y 12III06 en las Figs. 3.15 y 7.15), al igual que la tonalita-granodiorita Kt de La Unión (muestra 18X07 en la Fig. 4.34), salvo que esta última es calco-alcalina y ligeramente más rica en álcalis (Fig. 7.15b). De acuerdo con el criterio de Frost y Frost (2008) mencionado en la subcapítulo 7.2.1, el cambio de cálcica a calco-alcalina en una misma serie intrusiva puede deberse a la acumulación de feldespatos potásicos (o albita) debida o a la mezcla de magmas y/o a la asimilación de pequeñas cantidades de fundidos parciales muy silíceos. La última opción no puede ser desechada porque (a) la muestra calco-alcalina 18X07 tiene una moda similar a la muestra cálcica NR16 e incluso con menor contenido de feldespatos potásicos que la muestra cálcica 12III06; (b) la tonalita a granodiorita Kt no presenta evidencia de mezcla con magmas más silíceos; y (c) hay evidencia de fusión parcial en un afloramiento en contacto con el plutón El Sacrificio.

En estas rocas fueron identificadas varios patrones estructurales y texturales que son persistentes en Nuevo Rosarito y en La Unión. Para describir estos patrones, la tonalita-granodiorita Kt puede agruparse en dos: (a) los intrusivos con fábricas predominantemente magmáticas y (b) aquellos con fábricas de estado sólido.

Los intrusivos con fábricas magmáticas se observan en el intrusivo La Cañada de Nuevo Rosarito (Fig. 3.1 y 3.7b) y en varios intrusivos localizados al SW y centro de La Unión (Fig. 4.6). Todos estos cuerpos contienen numerosos autolitos, xenolitos de anfibolita y enclaves de tonalita, diorita o cuarzodiorita, lo que sugiere que la tonalita-granodiorita Kt quizá pudo experimentar mezcla de magmas y/o recibir alguna contribución mineral o química de las rocas que la encajonaban.

Como se muestra en la Fig. 3.7b, el intrusivo La Cañada contiene numerosos enclaves de diorita con vetillas de actinolita paralelas entre sí, lo que indica que los enclaves no experimentaron rotación y que su emplazamiento fue predominantemente vertical. La misma interpretación se deduce de los intrusivos de la parte central de La Unión, en donde los dominios magmáticos exhiben una lineación magmática subvertical (Fig. 4.22c). El intrusivo La Cañada exhibe microestructuras de tasas de deformación bajas generadas a altas temperaturas (por ejemplo, Fig. 3.10b), que se interpreta fueron generadas durante su cristalización.

Vale la pena mencionar que, a través de sus relaciones cortantes, el intrusivo La Cañada es el cuerpo félsico más antiguo de la zona de estudio. Este panorama también lo puede sugerir el patrón de sus REE, las cuales presentan el menor fraccionamiento en las LREE respecto al resto de las unidades Kt, Kg1, Kg2 y Kg4 (línea verde en la Fig. 7.19). Con esto en mente, los cuerpos con fábricas de estado sólido son diques de tonalita-granodiorita Kt que presentan una dirección preferencial NW-SE (Fig. 3.6d, 4.20d y 4.23c), varios de ellos con traslape entre fábricas magmáticas y esquistosas o son dominadas por fábricas esquistosas. A diferencia de la lineación magmática vertical de los intrusivos con dominio magmático (Fig. 4.22c), la lineación de los intrusivos con dominio de fábricas de estado sólido tienen una dirección hacia el NE o SW (Figs. 3.6e, 3.6f y 4.24d). Del cambio que experimentaron los intrusivos Kt, de un emplazamiento vertical con fábricas magmáticas a un emplazamiento influido por una componente horizontal y con fábricas de estado sólido, se deduce que la tonalita-granodiorita Kt grabó el inicio de un evento de deformación D2. La edad U-Pb en zircón de 108.4 ± 2.2 Ma del intrusivo La Cañada definiría la edad en que inició tal deformación.

7.2.2.2.2. Diques de tonalita a granito de biotita Kg1 y cuarzodiorita a granito de clinopiroxeno-hornblenda Kg2

De acuerdo con sus relaciones cortantes, los diques de tonalita a granito de biotita Kg1 Kg1 y de granito a sienogranito de hornblenda-clinopiroxeno Kg2 son más o menos contemporáneos entre sí. De las muestras 19VII06, 54VII06 y 06VI08 de la Fig. 7.15a se observa que los diques Kg1 que contienen menos del 74% de SiO₂ son magnesianos

mientras que aquellos con un contenido mayor que este límite son ferroanos. En la Fig. 7.15b se puede ver que los diques Kg1 (Figs. 3.7e, 3.7f y 4.23) grafican en el campo de las rocas cálcicas y en la Fig. 7.15c se observa que varían de metaluminosos a peraluminosos. Como las rocas peraluminosas contienen corindón normativo, se interpreta que esta firma geoquímica puede reflejar el cambio en la cristalización de hornblenda a biotita. El dique con mayor contenido de sílice es ferroano y cálcico (muestra 19VII06; Fig. 7.15), la cual puede ser generada por la diferenciación fraccionada de rocas de composición basáltica (Frost y Frost, 2011). Por su parte, los diques Kg2 (Figs. 3.7g y 4.24) son fuertemente alcalinos ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 10.4\%$; Figs. 7.12a, 7.15b y 7.16b), criterio que puede relacionar a estos cuerpos con granitoides tipo A (e.g., Best, 2003). Sin embargo, su contenido en CaO de 1.3% y su tasa de FeO^t/MgO de 5.5 están por debajo del límite inferior de los valores que Eby (1990) enlista para los granitoides tipo A ($\text{CaO} > 1.8\%$; FeO^t/MgO 8 -80), por lo que no le correspondería tal relación a los diques Kg2. Por el contrario, si se consideran los parámetros de Chappell y White (1974), los diques Kg2 tienen firmas geoquímicas típicas de granitos tipo I, con Na_2O en el rango de 3.2 a 4.0% y con presencia de diopsida normativa, aunque con valores de ASI menores que 9.3. De acuerdo con los criterios de Frost *et al.* (2001), estas rocas también son ferroanas y metaluminosas (Fig. 7.15); y según Frost y Frost (2011), las rocas félsicas que presentan esta firma geoquímica pueden generarse a través de la cristalización fraccionada de cuerpos anortosíticos o de intrusiones máficas.

La posibilidad de que los diques Kg1 y Kg2 provengan de la diferenciación de un mismo magma parental máfico lo sugiere la similitud que presentan sus patrones de REE (Fig. 7.19b) y los patrones de los diagramas multi-elementos (Fig. 7.24b), aún cuando su mineralogía y la geoquímica de sus elementos mayores sea tan dispar. De acuerdo con Frost y Frost (2011), las rocas formadas por la diferenciación fraccionada de basalto muestran un incremento en el índice de saturación de alúmina (ASI) conforme se incrementa la sílice, tendencia que en la Fig. 7.26 aparentemente presentan las muestras félsicas de la zona de estudio. Por lo tanto, si los diques Kg1 y Kg2 provienen del mismo magma, la diferencia en la química de sus elementos mayores y en su mineralogía quizá se

deba a que experimentaron un fraccionamiento de fases minerales distintas. Si tal es el caso, a partir de las Figs. 3.14 y 4.33 se observa que, a diferencia de las muestras representativas de los diques Kg1, aquella que representa a los diques Kg2 tiene una ligera anomalía negativa en Th y más evidente en Sr, y un contenido ligeramente mayor en K y Zr.

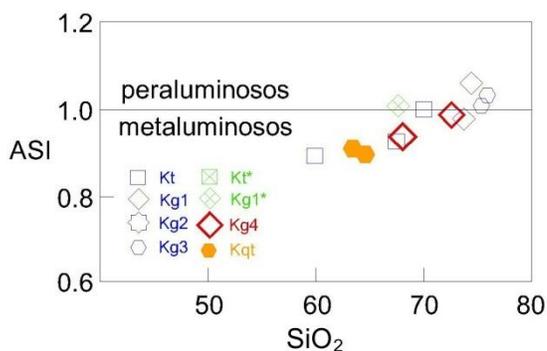


Fig. 7.26. Diagrama ASI vs. SiO₂ de las unidades félsicas de los intrusivos cretácicos, en donde ASI= Al/(Ca-1.67P+Na+K).

La anomalía negativa en Th ($Kd_{anf} > Kd_{px} \approx Kd_{pl}$ en basaltos andesíticos) podría indicar un fraccionamiento en piroxeno y/o hornblenda, sin embargo la anomalía negativa de Sr y los valores altos en Y ($Kd_{anf} > Kd_{px} > Kd_{pl}$ en basaltos andesíticos y $Kd_{anf} > Kd_{pl}$ en dacitas) indica un fraccionamiento de plagioclasa cálcica. Por su parte, su contenido de feldespato potásico y ausencia en biotita, su abundancia en K y sus valores relativamente altos en Ba ($Kd_{bt} \geq Kd_{kfs} > Kd_{pl} > Kd_{anf} \geq Kd_{px}$ en riolita) y Rb ($Kd_{bt} > Kd_{kfs} > Kd_{anf} > Kd_{pl} \geq Kd_{px}$ en riolita) sugieren que los diques Kg2 también experimentaron una acumulación de feldespato potásico mayor que los diques Kg1.

Los diques Kg1 y Kg2, además de ser más o menos simultáneos entre sí, tienen fábricas de estado sólido moderadas a intensas a escala de afloramiento (Figs. 3.7e, 3.7f, 3.7g, 4.23 y 4.24) y a escala microscópica (Figs. 3.11c, 3.11d, 3.11e, 3.11f y 4.29d), con orientaciones persistentes hacia NW-SE (Fig. 7.27a; ver también las Figs. 3.6d, 3.6g; 4.24d y 4.24e) y líneas deformacionales de dirección NE-SW (Fig. 7.27b; ver también las Figs. 3.6e, 3.6f, 3.6h, 3.6i, 4.19f, 4.19g, 4.19h, 4.19i), lo que indica que están ligados a un mismo evento de deformación.

Estos intrusivos son posteriores a la tonalita-granodiorita Kt, y la mayor intensidad de sus fábricas de estado sólido se asocia al desarrollo de evento deformación (evento D2). El

arreglo ortogonal con respecto a la orientación NW-SE de los diques Kg1 y Kg2 (Fig. 7.27) sugiere que el evento D2 tuvo una componente compresiva. Otros afloramientos que sugieren la presencia del evento de deformación son las bandas de cizalla que afectan a los granitoides jurásicos (Fig. 4.12) y a la cuarzodiorita Kqd (Fig. 4.20) en La Unión.

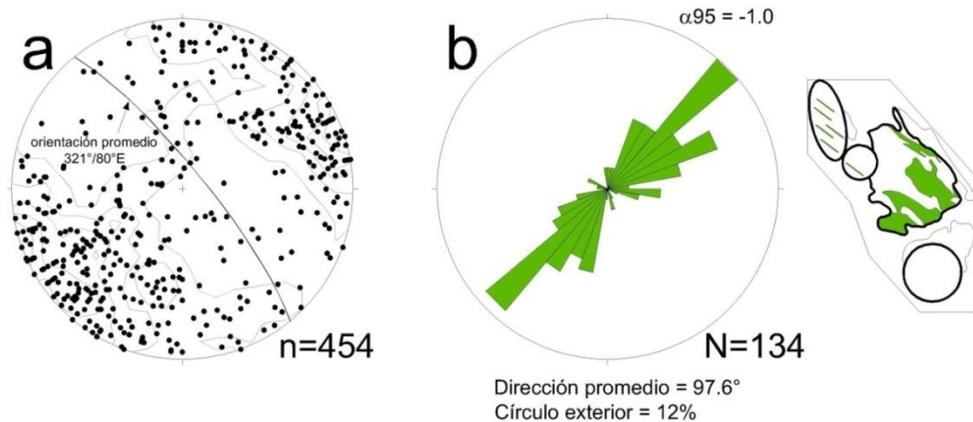


Fig. 7.27. Estereograma de las fábricas de estado sólido (a) e histograma de rosa de las líneas deformacionales (b) de las unidades Kt, Kg1 y Kg2 del plutón Nuevo Rosarito y del complejo La Unión. La ubicación en la zona de estudio de estas unidades se representa en verde en el diagrama localizado en el margen derecho.

Los intrusivos Kt con dominio de fábricas de estado sólido discutidas en el subcapítulo anterior comparten las características estructurales de los intrusivos Kg1 y Kg2, ligando a Kt, Kg1 y Kg2 al mismo evento de deformación. Por lo tanto, se propone que durante el emplazamiento inicial de la tonalita-granodiorita Kt, los ejes de esfuerzos principales rotaron de tal manera que los intrusivos Kt con dominio de fábricas magmáticas fueron progresivamente sustituidos por aquellos con dominio de fábricas de estado sólido, una vez que la magnitud del esfuerzo de máxima compresión se intensificó y que el pico de la deformación fue grabado por los diques Kg1 y Kg2.

Un criterio de campo importante que es consistente con esa hipótesis es que los contactos de algunos de los diques Kg1 de Nuevo Rosarito exhiben deformación dúctil (Fig. 3.7f) y/o presentan metamorfismo en facies de esquistos verdes a anfibolitas, lo que sugiere que la deformación que imprimió sus fábricas internas estuvo vigente durante su emplazamiento. Otros afloramientos que complementan esta interpretación son las zonas miloníticas con material félsico incorporado a las fábricas deformacionales (Fig. 4.21) reportadas en Nuevo Rosarito y en La Unión.

Otro argumento a favor de que el evento compresivo D2 fue contemporáneo al emplazamiento de los intrusivos Kt, Kg1 y Kg2 es que los granitoides jurásicos de composición similar tonalítica a granodiorítica (Fig. 4.27a) no presentan las mismas condiciones de temperatura y de tasas de deformación que se observan en los intrusivos Kt, Kg1 y Kg2 (Fig. 4.27b). En la Fig. 4.29 se puede ver que el cuarzo en cinco de las siete láminas delgadas de los granitoides jurásicos de La Unión presentan recristalización por *bulging*, que se genera a un alto flujo de esfuerzo, generalmente a temperaturas relativamente bajas (~300-400 °C) y a altas tasas de deformación (Stipp *et al.*, 2010). Por su parte, el cuarzo de 11 de las 12 láminas delgadas representativas de los diques Kt*, Kg1* y Kg2* presenta recristalización por migración de frontera de grano, que se genera a un flujo de esfuerzos bajo a temperaturas mayores a ~550 °C (Stipp *et al.*, 2010).

La inclinación y orientación de la estratificación y de las fábricas internas de las roca pre-Alisitos y la orientación y fábricas de estado sólido de los intrusivos Kt, Kg1 y Kg2 tienen prácticamente la misma orientación promedio hacia NW-SE (comparar Figs. 7.4a y 7.27a); sin embargo, la dirección promedio de su lineación es notablemente distinta (comparar las Figs. 7.4b y 7.27b). La “firma” estructural del evento D2, con su lineamiento dirigido hacia el NE-SW (Fig. 7.27b) está presente en las fábricas dúctiles de las rocas cuarzofeldespáticas pre-Alisitos en Nuevo Rosarito (barras azul claro en la Fig. 7.5a) y en ocasiones en los granitoides jurásicos de La Unión (barras azul claro en la Fig. 7.5c), lo que sugiere que el evento D2 llegó a reimprimir fábricas dúctiles en las rocas pre-Alisitos. El plutón El Salinito es posterior a los intrusivos Kt (dado que al sur del complejo La Unión, los diques de diorita de hornblenda Kd2 provenientes del primero cortan a los segundos), por lo que las lineaciones de las rocas pre-Alisitos que lo rodean y que están dirigidas hacia 70° y hacia 270° pudieron generarse por su emplazamiento.

Evidencias de deformación simultánea al emplazamiento también se observan a nivel microscópico en las fracturas submagmáticas y en la microestructura de “fusión de contacto” (Fig. 3.10d; ver Bouchez *et al.*, 1992; Park y Means, 1996) reportadas en varios granos de feldespato de los diques Kg1. Otra evidencia de la deformación es la persistencia con la que ocurren microestructuras de estado sólido de alta temperatura (Vernon, 2000) en

estos intrusivos, en donde se incluye la extinción en ajedrez del cuarzo (Mainprice *et al.*, 1986), las pertitas de flama en el feldespató potásico (Vernon, 1999) y el boudinage en hornblenda (Fig. 3.10e; Harcker y Christie, 1990).

Con la Fig. 7.28 se explica el patrón que liga la orientación local de los diques Kt, Kg1 y Kg2 con su cinemática. Como se puede observar, los diques en Nuevo Rosarito tienen orientaciones variables aunque su cinemática es predominantemente de bloque NE hacia arriba. Por su parte, los intrusivos cretácicos de La Unión tienen un patrón conjugado: aquellos que se inclinan en promedio hacia el SW presentan una cinemática de bloque SW hacia arriba y viceversa (Fig. 7.28). El patrón general de la cinemática de estos diques en Nuevo Rosarito y La Unión muestran una su componente predominantemente compresiva, sus fábricas internas dúctiles y las evidencias de deformación con presencia de fundido, permiten interpretar que el fundido en estos diques fue canalizado (e.g., Brown y Solar, 1998a) a través de una estructura equivalente a un abanico bivergente de al menos cuatro kilómetros de extensión, desde el occidente de Nuevo Rosarito hasta el oriente de La Unión, similar al abanico bivergente de ~4.5 km reportado por Schmidt y Paterson (2002) y Schmidt *et al.* (2009) al sur de Sierra San Pedro Mártir (subcapítulo 1.4.1; Fig. 1.7). Varias de las estructuras que trazan ese abanico de doble vergencia estuvieron vigentes hace *ca.* 115 – 95 Ma (Johnson *et al.*, 1999; Alsleben *et al.*, 2008), dentro del rango de tiempo en el que el evento compresivo D2 inició. Asimismo, la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 109 Ma del metamorfismo de los esquistos azules en la región Vizcaíno-Cedros (Baldwin y Harrison, 1989) es muy similar a la del inicio del evento D2 de 108.4 ± 2.2 Ma.

El hecho que Fife (1968) haya incluido a las rocas pre-Alisitos de Nuevo Rosarito como parte del cinturón de rocas metasedimentarias que están cabalgando a la Formación Alisitos (subcapítulo 1.2.1) a través de la falla Mina Columbia (Fig. 1.3b), puede sugerir que esa estructura quizá esté relacionada con el evento compresivo D2.

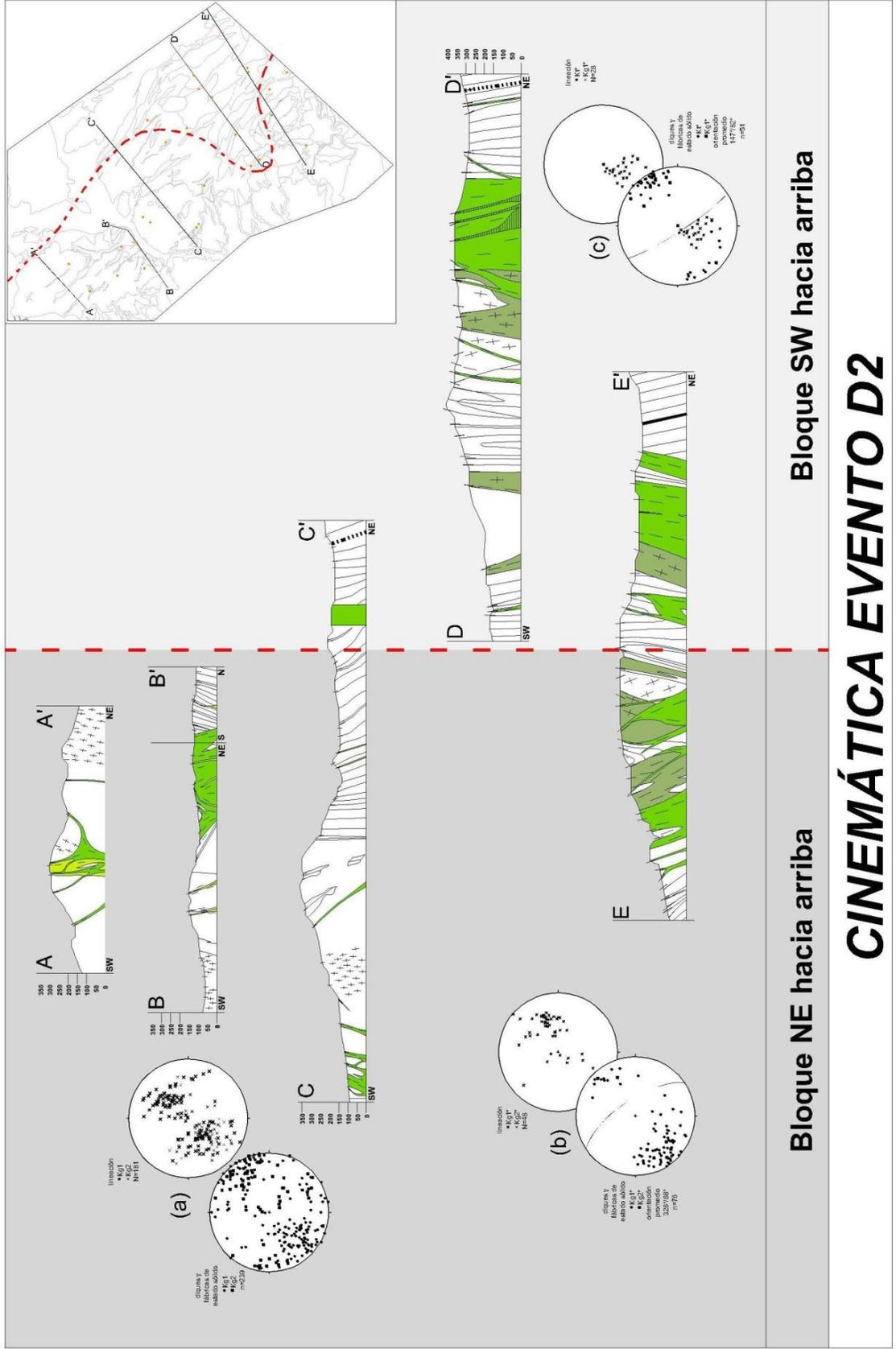


Fig. 7.28. Distribución de la cinemática de los diques Kt, Kt*, Kg1, Kg1*, Kg2 y Kg2* en Nuevo Rosarito y La Unión. En la columna de la derecha representa los intrusivos con cinemática de bloque SW hacia arriba y viceversa. Los estereogramas (a), (b) y (c) representan la orientación de los diques (y de sus respectivas fábricas de estado sólido) de Nuevo Rosarito; de aquellos localizados en los alrededores del perfil D-D' y en la mitad oriental del perfil E-E'; y de aquellos localizados en los alrededores de la mitad occidental del perfil E-E', respectivamente.

También en la Fig. 1.3b se puede ver que la localización de la línea que divide a las zonas I y II de Avilez-Serrano (2011) es más o menos coincidente con eje del evento D2 (línea roja en la Fig. 7.28), y se puede extender hacia la falla Mina Columbia.

Vale la pena mencionar que datos estructurales a lo largo de la península son similares a los del evento D2. La Fig. 7.29 representa la compilación de datos de campo y de varios análisis de deformación finita realizada por Alsleben *et al.* (2008) del Cabalgamiento Principal Mártir en Sierra San Pedro Mártir (localidad SSPM; Fig. 1.3) y de las fallas El Toro y El Molino localizadas en la Sierra Calamajué (Fig. 1.8). Como se puede ver en esta figura, la orientación de la lineación presente en tales estructuras es similar a la orientación de la lineación de los diques Kt, Kg1 y Kg2 (comparar la Fig. 7.29 con las Figs. 3.6e, 3.6f, 3.6h, 3.6i, 4.24d, 4.24e y 7.27b), lo que podría sugerir que ésta compresión quizá estuvo ligada a la yuxtaposición entre Alisitos y el margen de Norteamérica.

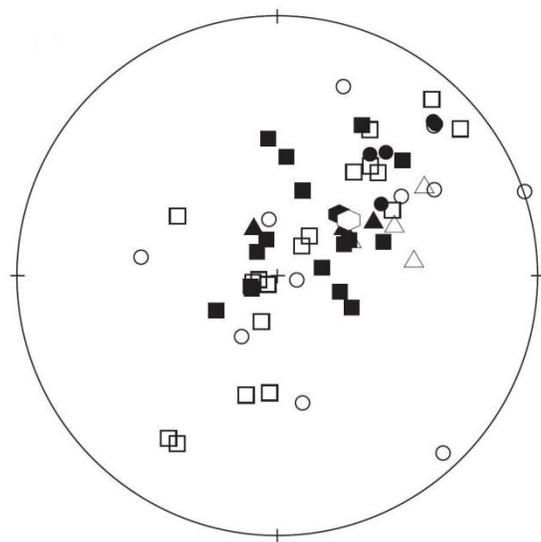


Fig. 7.29. Orientación de la lineación (símbolos cerrados; orientación promedio (hexágono cerrado): $045^{\circ}/63^{\circ}$; $n=27$) y ejes x del elipsoide de deformación (símbolos abiertos; orientación promedio (hexágono abierto): $052^{\circ}/62^{\circ}$; $n=33$), del norte (triángulos) y sur (círculos) del Cabalgamiento Principal Mártir y las fallas El Toro y El Molino (cuadrados) en Sierra Calamajué. Todas ellas estructuras relacionadas con la yuxtaposición entre Alisitos y el margen de Norteamérica. Figura tomada de Alsleben *et al.* (2008; p. 230). Estos autores señalan que aunque existe una dispersión en los datos, la orientación promedio de los datos de campo son sub-paralelos al promedio de los datos de los elipsoides de deformación, lo que sugiere un paralelismo entre los ejes de esfuerzos y los elementos estructurales a escala regional.

El hecho que la compresión D2 haya sido acomodada durante el emplazamiento de Kt, Kg1 y Kg2, en vez de ser acomodada a través de estructuras de ambiente frágil o frágil-dúctil,

puede tener relación con que el nivel de exposición de la zona de estudio se encontraba a mayor profundidad cortical respecto al norte, en donde aflora la Formación Alisitos.

Casos similares de intrusivos emplazados durante ambientes compresivos también son reportados en la literatura (e.g. Evans *et al.*, 1998; Mahan *et al.*, 2003; Mao *et al.*, 2010).

7.2.2.3. Tercer episodio magmático: plutón El Salinito

7.2.2.3.1. Gabro de clinopiroxeno-hornblenda KgB y diorita de hornblenda Kd2

El tercer episodio inicia con el emplazamiento del plutón El Salinito (Fig. 7.23c) a través de las rocas de gabro de dos piroxenos KgB y de diorita de hornblenda Kd2 (esta última es posterior al emplazamiento de la tonalita de hornblenda-biotita Kt* del complejo La Unión).

Las muestras 09VII08 y 29X07 representativas del del gabro KgB del plutón El Salinito presentan tasas U/Th (0.25 – 0.57) y Ba/Ta (< 970) que son mayores a aquellas que presenta el gabro KgA de la serie Nuevo Rosarito (U/Th 0.10 – <0.33; Ba/Ta 180 – 189) y que son superiores a la tasa U/Th del MORB del Pacífico (0.10 – 0.42; Jicha *et al.*, 2004) y superiores a la tasa Ba/Ta < 100 que caracteriza a los magmas con ausencia o una contribución mínima de fluidos de baja temperatura (Pearce *et al.*, 2005); lo que sugiere que El Salinito experimentó mayor entrada de fluidos hídricos que el gabro KgA de Nuevo Rosarito. En el análisis petrográfico, las coronas de anfíbol que reportamos en algunos cristales de clinopiroxeno en el gabro KgB quizá estén en sintonía con la entrada de agua en el sistema durante su cristalización.

Sin embargo, las tasas de Th/Yb (0.47 – 0.70) del gabro KgB son menores a aquellas del gabro KgA (Th/Yb 0.75 – 1.43) y a las lavas aleutianas con componente sedimentaria (Th/Yb 0.61 – 1.72; de Jicha *et al.*, 2004). Lo mismo ocurre con las tasas Ba/La y Sm/La, lo que sugiere que el aporte de sedimentos en la fuente magmática de El Salinito fue menor respecto a Nuevo Rosarito. Aun así, el reducido número de muestras representativas de estas rocas restringe estos resultados a la especulación.

Sus concentraciones de Al₂O₃ (16.7 – 19.2%), aunque menores que las de los gabros KgA (Al₂O₃ 17.2 – 23.7%), también son típicas de los basaltos de arco ricos en alúmina. Aunque

estas rocas presentan anomalías positivas de Eu y Sr muy pequeñas en comparación con aquellas del gabro KgA (Figs. 3.13a, 5.28a y 7.22) y posiblemente tengan una correspondencia entre la mayor presencia modal de plagioclasa con un mayor contenido de alúmina (Fig. 7.25), su menor contenido de Al_2O_3 , la ausencia de cumulos de plagioclasa y el menor contenido modal de plagioclasa en comparación con Nuevo Rosarito (comparar Fig. 3.9a con 5.25a), sugiere que su generación tuvo una menor contribución del fraccionamiento de fenocristales máficos (Crawford *et al.*, 1987).

La similitud entre en los patrones de REE del gabro KgB y la diorita Kd2 que conforman al plutón El Salinito (Fig. 5.28a), al igual que en los diagramas multi-elementos, excepto en Rb, K, P e Y (Figs. 5.29 y 7.24a), sugiere que estas rocas son comagmáticas. Bajo este contexto, al comparar a la diorita Kd2 con el gabro KgB, se observa que la primera presenta un decremento de CaO (Fig. 5.26) y no tiene anomalía en Sr (Fig. 5.29), lo que podría sugerir que la diorita Kd2 pudo experimentar un fraccionamiento en plagioclasa cálcica, tal como también lo sugiere el hecho que la muestra de la diorita Kd2 no presente anomalía de Eu mientras que las del gabro KgB sí tienen una ligera anomalía positiva. Sin embargo, el incremento que exhibe la diorita Kd2 en K_2O , Na_2O y Rb acompañado de anomalías positivas en P ($Kd_{pl} > Kd_{ol} \approx Kd_{cpx}$ en basaltos) y K ($Kd_{pl} \geq Kd_{ol} \approx Kd_{cpx}$ en basaltos) podría ser indicativo de la cristalización preferente de plagioclasa sódica. Asimismo, el aumento de Y (Fig. 5.27), Nb (Tabla 5.4), MnO y $Fe_2O_3^t$ (Fig. 5.26) en la diorita Kd2 respecto a la muestra de gabro KgB con mayor contenido de sílice (muestra 29X07) quizá se deba a una mayor presencia de hornblenda en la diorita con respecto al gabro. También de la ligera anomalía negativa en Ti que presenta la diorita Kd2 (Fig. 5.29) acompañada de los bajos valores de Cr y moderados de V respecto a aquellos del gabro KgB (Fig. 5.27) podría indicar un fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti y quizá de clinopiroxeno en la diorita Kd2 respecto al gabro KgB.

En comparación con el gabro KgA de Nuevo Rosarito, el gabro KgB de El Salinito tiene valores ligeramente menores de MgO (5.9 y 9.1%), mayores en sílice (43.9 y 49.6%), similares de #Mg (42 y 61) y un contenido evidentemente menor en Cr (290 y 320 ppm) y

Ni (<50 ppm), por lo que el gabro de El Salinito pudo experimentar un mayor fraccionamiento respecto a su fuente primaria que el de Nuevo Rosarito.

De acuerdo con el análisis de las anomalías magnéticas de El Salinito realizado por Avilez-Serrano (2011), se infiere que este plutón presenta actualmente una profundida máxima de 4 km, lo que sugiere que este plutón presenta una geometría tabular en perfil y que su emplazamiento quizá se generó por debajo de este margen.

La distribución de la diorita de hornblenda Kd2 y de los diques félsicos anulares dentro de El Salinito le imprime a este plutón una geometría de complejo anular en planta. El emplazamiento somero de los complejos anulares está relacionado a calderas y son producidas por el colapso del techo de una cámara magmática seguido de la resurgencia de la misma cámara o de la intrusión de un magma cogenético (e.g., Johnson *et al.*, 2002; Best, 2003). Aunque en El Salinito no se reporta una clara evidencia del colapso del techo, quizá a excepción de las pantallas de diorita Kd_{SA} al oriente del plutón (Fig. 5.1), su intrusión como un plutón anidado y cogenético sí es evidenciado con el emplazamiento de la diorita de hornblenda Kd2 en el núcleo del plutón.

A nivel microscópico, la recristalización local de algunos cristales de clinopiroxeno y plagioclasa en el gabro, y las fracturas submagmáticas comúnmente reportadas en sus plagioclasas (Fig. 5.25a), indican que el gabro experimentó flujo submagmático.

Asimismo, algunas de las plagioclasas del gabro KgB con zonamiento normal exhiben núcleos cristalinos que, además de reabsorción, evidencian fracturas intragranulares, lo que sugiere que el gabro pudo experimentar una deformación frágil durante las etapas tempranas de su cristalización quizá a consecuencia de inyecciones de magma más recientes. La presencia de fracturas submagmáticas en la diorita de hornblenda (junto con evidencias de mezcla magmática, o al menos de la incorporación de antecristales, a través de los granos de plagioclasa con zonamiento inverso o con núcleos cálcicos irregulares u ovoides) apunta a que la deformación de El Salinito (subcapítulo 5.3) ocurrió durante la intrusión de la diorita de hornblenda Kd2.

La deformación inferida al nivel microscópico también es identificada al nivel macroscópico. El patrón estructural regional de dirección NW-SE que exhiben las rocas

pre-Alisitos en Nuevo Rosarito, La Unión, El Marmolito (y hacia el este de la zona de estudio según Avilez-Serrano, 2011) es distinto en El Salinito, en donde la seudoestratificación y fábricas dúctiles de las rocas pre-Alisitos delinean su geometría circular (Fig. 5.1), lo que sugiere que este plutón experimentó una expansión lateral.

7.2.2.3.2. Diques de granodiorita-granito de biotita Kg4, cuarzomonzonita de biotita-hornblenda Kmz y cuarzodiorita de hornblenda-clinopiroxeno KtB

De acuerdo con su geometría y textura, las rocas félsicas de El Salinito se ser agrupadas en masivos o en diques. Los afloramientos masivos están representados por la cuarzomonzonita de biotita-hornblenda (Kmz) y por la cuarzodiorita de hornblenda-clinopiroxeno (KtB), mientras que los diques están representados por la granodiorita a granito de biotita (Kg4).

Además de su menor contenido de cuarzo y feldespato potásico, los afloramientos masivos se caracterizan por exhibir fábricas magmáticas a nivel de afloramiento con dirección oblicua u ortogonal a la periferia del plutón: el afloramiento de cuarzomonzonita de biotita-hornblenda Kmz al noroeste del plutón tiene fabricas de dirección ESE-WNW (Fig. 5.13b); y el afloramiento de cuarzodiorita de hornblenda-clinopiroxeno KtB localizada al suroeste del plutón tiene fábricas de dirección SW-NE (Fig. 5.1). Caso contrario ocurre con los diques, cuyas direcciones generalmente son paralelas a la periferia del plutón (Figs. 5.4c, 5.4d y 5.4e).

Evidencias de deformación simultáneas al emplazamiento están presentes en todos los cuerpos félsicos de El Salinito: en los granos de cuarzo con extinción en ajedrez (Fig. 5.25b) y las plagioclasas con fracturas rellenas de fases tardías que presenta la cuarzomonzonita de biotita-hornblenda Kmz; en los granos de cuarzo de la cuarzodiorita de hornblenda-clinopiroxeno KtB con extinción tipo ajedrez y varias de sus plagioclasas con fracturas submagmáticas rellenas por hornblenda circundante; y en las fronteras lobulares de los feldespatos, pertitas en flama en el feldespato potásico, cuarzo con extinción tipo ajedrez y fracturas submagmáticas que exhiben los diques Kg4.

La deformación submagmática que presentan tanto las rocas máficas como las félsicas y la relación estructural existente entre la geometría de El Salinito y la orientación de los cuerpos Kmz, KtB y Kg4, sugiere que el emplazamiento del primero pudo tener un control estructural sobre el emplazamiento de los cuerpos félsicos.

De los cuerpos félsicos arriba mencionados, sólo se tienen datos geoquímicos de los diques de cuarzomonzodiorita a granito de biotita Kg4. Éstos son ferroanos, calco-alcalinos y metaluminosos (Fig. 7.12). De acuerdo con el análisis geoquímico de Frost y Frost (2011) y los estudios experimentales de Skjerlie y Johnson (1993), Patiño Douce (1997) y Bogaerts *et al.* (2006), las rocas granitoides con la firma geoquímica que presentan los diques Kg4 podrían derivarse de la fusión parcial con presencia de agua de granitoides magnesianos (como aparentemente lo son los granitoides jurásicos) en condiciones de baja presión (4 kbar), ya que la fusión parcial con ausencia de agua produce fundidos fuertemente peraluminicos con un índice de saturación de alúmina ASI generalmente mayor que 1.2 (algo que no se reporta en ningún cuerpo félsico de la zona de estudio). Sin embargo, los granitoides generados por fusión parcial también tienden a ser muy ferroanos con un índice de Fe de hasta 0.95, caso que no ocurre con los diques Kg4 que grafican cerca de la frontera que divide a los granitoides ferroanos de los magnesianos. Aun así, una observación que puede sugerir la incorporación de material cortical a los intrusivos Kg4 (junto a Kt, Kg1, Kg2) es la meseta en los elementos litófilos Rb, Ba, Th, U y K que presentan en el diagrama multi-elementos y el buen traslape que existe entre sus patrones de REE y multi-elementos con los patrones de REE y multi-elementos que presentan las roca pre-Alisitos (Fig. 7.30).

De acuerdo con Frost y Frost (2011), otro panorama posible de la generación de granitoides ferroanos, calcoalcalinos y metaluminosos es que provengan de la diferenciación fraccionada de magmas toleíticos de composición basáltica. De acuerdo con estos autores, las rocas que se generaron de esta manera muestran un incremento en el índice de saturación de alúmina ASI conforme se incrementa la sílice y, salvo pocas excepciones, suelen mantenerse dentro del campo de las intrusivos metaluminosos. Nuevamente en la Fig. 7.27 se observa que este criterio podría cumplirse no sólo para los diques Kg4, sino

para el resto de los cuerpos félsicos; sin embargo, las rocas con mayor contenido de sílice tienden a ser peraluminosas. De acuerdo con Frost y Frost (2011), la firma ligeramente peraluminosa que presentan los magmas generados bajo estas condiciones puede ser producida por la asimilación de fundidos corticales.

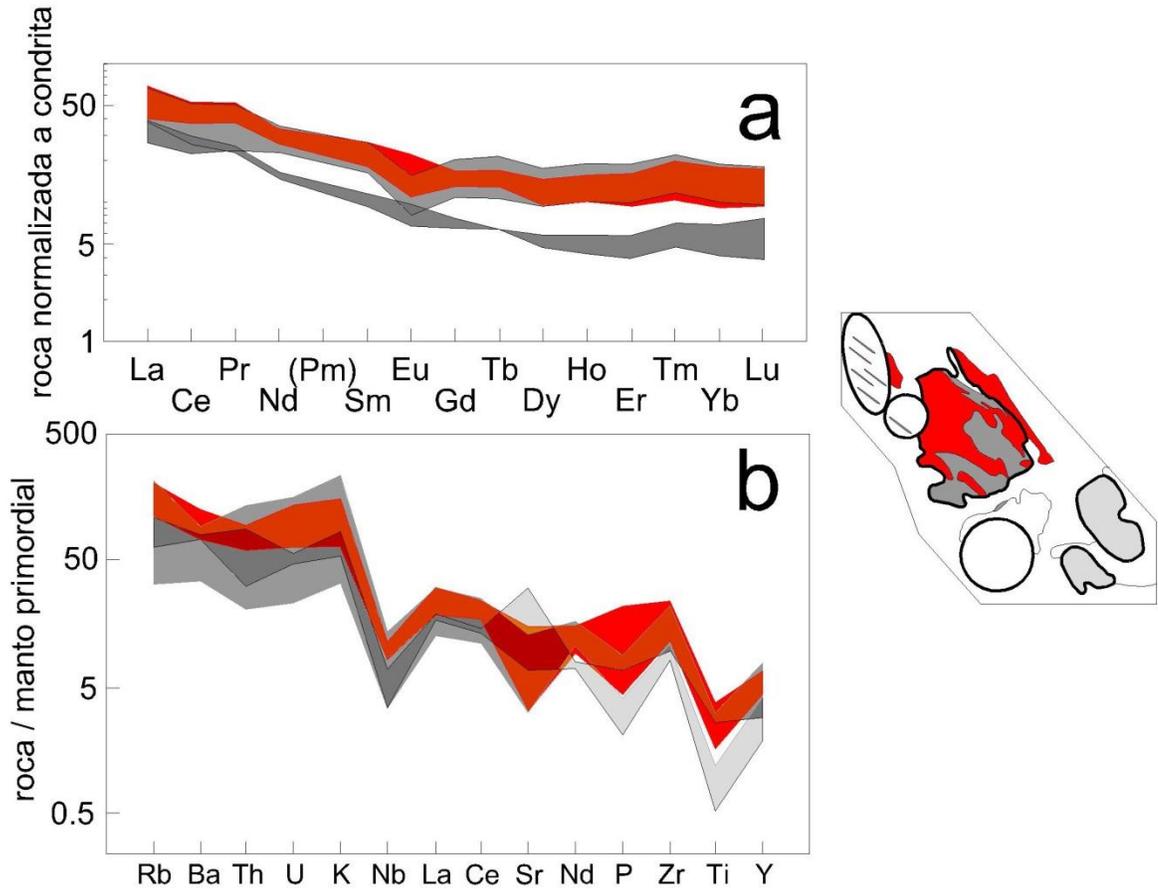


Fig. 7.30. Comparación entre (a) los patrones de REE normalizados a condrita y (b) los patrones de los diagramas multi-elementos normalizados a manto primordial de las unidades félsicas presentes en la zona de estudio con los de las rocas pre-Alisitos. Las unidades Kt, Kg1, Kg2 y Kg4 están representadas en color gris oscuro; Kqt y Kg3 en gris claro; y las rocas pre-Alisitos en rojo. El mapa esquemático de la zona de estudio se incluye para representar la localización de las muestras analizadas.

7.2.2.4. Cuarto episodio magmático: plutones El Marmolito y San Germán

7.2.2.4.1. Granito de biotita Kg3

Estos diques son los intrusivos más recientes de Nuevo Rosarito. Su orientación promedio hacia el NE y sus microestructuras de deformación a temperaturas moderadas a altas (feldespato con maclado tartán y cuarzo con extinción incipiente tipo ajedrez) son distintas

a la orientación NW-SE y a las altas tasas de deformación que suelen presentar los diques Kg1 y Kg2, por lo que se interpreta que el emplazamiento de los diques Kg3 ocurrió después del evento de deformación D2.

Bajo la premisa de que los diques se emplazan paralelos al eje de máxima compresión, el emplazamiento de los diques Kg3 pudo ser contemporáneo a la generación de las cizallas frágiles que afectaron a las unidades Kt, Kg1 y Kg2 (Fig. 3.6k).

Estos diques son ferroanos, cálcicos y peraluminosos (Fig. 7.15). Los únicos ejemplos que Frost y Frost (2011) encontraron en la literatura para plutones ferroanos y cálcicos fueron los granófiros de la diabasa de Red Hill en Tasmania, los cuales son el resultado de la cristalización fraccionada de basalto a presiones muy bajas, en una columna magmática de 760 m (McDougall, 1962). De acuerdo con los criterios de Frost y Frost (2011) respecto a las rocas formadas por la cristalización fraccionada de basalto, la firma peraluminosa de los diques Kg3 quizá sea el reflejo de la incorporación de fundidos corticales.

7.2.2.4.2. Cuarzodiorita a tonalita de hornblenda-biotita Kqt

Los plutones El Marmolito y San Germán (Fig. 7.23d) son los plutones más recientes de la zona de estudio. Su textura, patrón estructural, mineralogía y firma geoquímica es distinta al resto de la zona de estudio. Además, de todos los cuerpos félsicos presentes en la zona de estudio, El Marmolito y San Germán son los de mayor extensión.

A diferencia del resto de los plutones cretácicos que están conformados por distintas litologías, los plutones El Marmolito y San Germán son texturalmente homogéneos. De acuerdo con de Saint Blanquat *et al.* (2011), una posibilidad para que un plutón preserve una homogeneidad textural es que el emplazamiento de un pulso magmático n debe ocurrir antes de la completa solidificación de un pulso magmático anterior $n - 1$. Si esto es cierto, la construcción de El Marmolito y San Germán fue el resultado de un mayor número de pulsos magmáticos respecto al resto de los plutones.

Otra diferencia con respecto al resto de las unidades félsicas es que las fábricas magmáticas obtenidas en ambos plutones definen una orientación completamente distinta hacia el WNW-ESE (Fig. 6.4), lo que puede sugerir que El Marmolito y San Germán fueron

emplazados bajo un régimen de esfuerzos diferente al resto de los plutones o a un nivel cortical distinto.

Asimismo, en la mitad occidental de El Marmolito, el cambio de sur a norte de la dirección de las fábricas magmáticas de NW-SE (Figs. 6.4b y 6.4c) a WSW (Fig. 6.4a), respectivamente, puede sugerir que la actual exposición de este plutón incluye distintas profundidades de emplazamiento. Lo mismo puede aplicarse a San Germán con la variación de sur a norte las fábricas magmáticas de ESE (Figs. 6.4f y 6.4g) a SW (Fig. 6.4h), respectivamente.

Las fábricas de ambos plutones es magmática. Sin embargo, al microscopio, el maclado tartán incipiente del feldespato potásico y el cuarzo con extinción en ajedrez incipiente y fronteras lobulares sugieren que estos plutones experimentaron bajas tasas de deformación antes de que los magmas alcanzaran la frontera de bloqueo de partículas (subcapítulo 1.4.4).

Al igual que el intrusivo La Cañada, estos plutones son magnesianos, cálcicos y metaluminosos (Fig. 7.15). Sin embargo, a diferencia de La Cañada, estos plutones contienen mayor abundancia en feldespato potásico (comparar Figs. 7.16a y 7.16d), por lo que de acuerdo con los criterios de Frost y Frost (2008) y Frost y Frost (2011) mencionados en la subcapítulo 7.2.1, se interpreta que su firma cálcica se debe a que presentan una mayor población de oligoclasas con núcleos de andesina, varios de ellos con bordes corroídos que indican reabsorción.

Aunque la relación cortante entre los plutones El Marmolito y San Germán y el resto de los plutones de la zona de estudio no es clara, la similitud geoquímica entre El Marmolito y San Germán y los diques Kg3 (además que estas rocas tienen en común que sus patrones estructurales y texturas son completamente distintos a aquellos del resto de los episodios magmáticos), sugiere que quizá estén relacionados al mismo episodio magmático.

7.3. Modelos regionales de la evolución tectonomagmática mesozoica de la península de Baja California.

Todavía existen controversias sobre los mecanismos de muchos procesos tectónicos en los sistemas de subducción modernos. Además, el registro geológico que generalmente se tiene de los distintos terrenos que fueron acrecionados al margen de Norteamérica es incompleto, por lo que cualquier reconstrucción en espacio y tiempo de la evolución mesozoica de la península de Baja California es altamente especulativa.

Aun así, se presenta un nuevo modelo de evolución tectonomagmática a través de agrupar: (a) la información geológica obtenida en este trabajo, en especial la litología de las rocas pre-Alisitos de la zona de estudio y la edad y cinemática de la transpresión D1 y de la compresión D2, (b) el ambiente tectónico de las rocas pre-Alisitos y de los eventos de deformación discutidos en los subcapítulos 7.1.3 y 7.1.4. y (c) el marco geológico regional presentado en el subcapítulo 1.3. Sin embargo, antes de presentar el modelo, a continuación se discuten de manera resumida los principales modelos de evolución reportados en la literatura.

7.3.1. Modelos propuestos en la literatura para la evolución tectonomagmática mesozoica de la península de Baja California.

Las edades de enfriamiento (Ar-Ar en hornblenda y biotita) y de cristalización (U-Pb en zircón) de los intrusivos que conforman las zonas occidental, transicional y oriental del batolito de las Sierras Peninsulares presentan un patrón en donde son progresivamente más recientes de oeste a este, de *ca.* 130 a 80 Ma, tanto al norte como al sur de la falla Agua Blanca (e.g., Krummenacher *et al.*, 1975; Silver *et al.*, 1979; Ortega-Rivera, 2003), por lo que en la literatura se menciona la presencia durante ese período de un arco individual, dirigido hacia el oriente, cuya placa en subducción experimentó una progresiva disminución en el ángulo de incidencia (e.g., Walawender *et al.*, 1991). Sin embargo, la presencia de rocas volcánicas e intrusivas más antiguas que *ca.* 132 Ma localizadas en la zona transicional, en los alrededores de Sierra San Pedro Mártir y Sierra Calamajue (Fig. 1.5), obliga la incorporación de un arco más antiguo y una historia tectónica más compleja. A través de la comparación geoquímica regional de rocas asignadas al “terreno Guerrero” (Coney y Campa, 1983), Tardy *et al.* (1994) propusieron que Alisitos formaba parte de una serie de arcos intra-oceánicos separados de Norteamérica (y Sudamérica) a través de

cuencas oceánicas. La presencia en la zona transicional del batolito de las Sierras Peninsulares de rocas volcánicas e intrusivas más antiguas que *ca.* 132 Ma fué usado por Johnson *et al.* (1999) como argumento para proponer un modelo similar al planteado por Tardy *et al.* (1994), en donde en un sistema de doble subducción vigente hace ~ 140 Ma se desarrollaron dos arcos, uno oceánico y exótico separado a una distancia indeterminada de otro arco de margen continental (Fig. 7.31). De esta manera, la presencia de fallas inversas y de zonas miloníticas como el Cabalgamiento Principal Martir limitando a las zonas occidental y transicional del batolito (subcapítulo 1.3.1) serían las estructuras que grabaron la yuxtaposición entre ambos arcos entre hace *ca.* 115-97 Ma. Sin embargo, esta hipótesis inicial presenta los siguientes problemas: los ortogneisses de 164 Ma de la zona transicional no están considerados y las rocas “tipo flysch” localizadas en la zona trasicional no solamente no tienen un ambiente tectónico identificado, sino que la deformación que grabaron es quizá más antigua que *ca.* 132 Ma (Schmidt y Paterson, 2002).

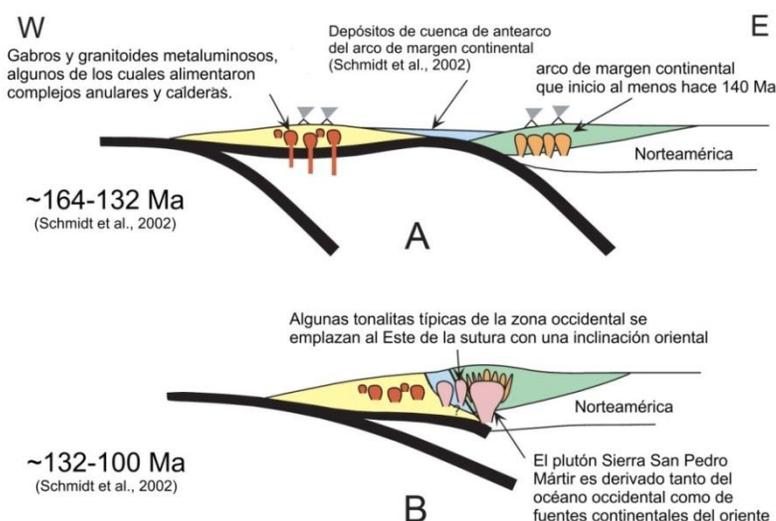


Fig. 7.31. Modelo tectónico propuesto por Johnson *et al.* (1999) y complementado por Schmidt *et al.* (2002) en donde (A) una región de doble subducción desarrollo dos arcos, uno en el margen continental de Norteamérica y otro oceánico; los cuales (B) experimentaron una sutura entre hace $\sim 115-97$ Ma. Figura tomada de Johnson *et al.* (1999; p. 745).

Ante tales inconsistencias, Schmidt *et al.* (2002) complementaron esta propuesta de la siguiente manera: situaron el inicio del sistema de doble subducción en el Jurásico Medio;

le asignaron a las rocas de la zona transicional (zona azul en la Fig. 7.31) un ambiente de cuencas de antepaís pertenecientes al arco del margen continental; y redefinieron el inicio de la yuxtaposición entre Alisitos y el margen de Norteamérica a hace al menos ca. 132 Ma (Fig. 7.31).

Aún así, la hipótesis del arco exótico sigue presentando inconsistencias. Para empezar, no se han reportado edades más antiguas que 130 Ma en la Formación Alisitos o en los intrusivos de la zona occidental (e.g., Silver *et al.*, 1969, en Gastil *et al.*, 1975; Johnson *et al.*, 2002; Ortega-Rivera, 2003), por lo que el arco más occidental posiblemente inició a partir de esa fecha y no durante el Jurásico Medio. Además, la hipótesis del arco exótico también requiere que el arco más occidental estuviera lo suficientemente separado del margen de Norteamérica que no tuvo influencia detrítica continental, condición que está en tela de juicio a partir de los zircones heredados del Proterozoico provenientes de una ignimbrita (Busby *et al.*, 2006) y dos areniscas (Alsleben *et al.*, 2011), localizadas a la altura de San Quintín y al sur de la falla Agua Blanca, respectivamente, que corresponden a la Formación Alisitos. De igual manera, Schmidt *et al.* (2002) le asignaron a las rocas “tipo flysch” un ambiente de cuencas de antepaís sin ningún tipo de fundamento sedimentológico o estructural.

Una modificación al modelo del arco exótico de Johnson *et al.* (1999) y Schmidt *et al.* (2002) es el propuesto por Valencia *et al.* (2006) quienes, a partir de la presencia, por una parte, tanto de ortogneisses de 164 Ma en la zona transicional como de granitoides de 164 Ma en Isla Cedros (subcapítulo 1.3.4) y en la región de El Arco (subcapítulo 1.3.5) y, por otra parte, de granitoides de 175 – 165 Ma distribuidos como un cinturón de orientación NW-SE que se extiende desde California y Arizona hasta Sonora, Zacatecas y Michoacán (e.g. Anderson *et al.*, 2005; Centeno-García *et al.*, 2011); proponen un sistema de doble subducción vigente desde el Jurásico Medio que consistía en un arco representado por las rocas de 164 Ma de Baja California y otro representado por aquellas localizadas al otro lado del Golfo de California (Fig. 7.32). De acuerdo con este modelo, la yuxtaposición entre ambos arcos también ocurrió a partir de la mitad del Cretácico al Cretácico Superior. El problema con esta hipótesis es que no solamente arrastra las mismas inconsistencias que

el modelo del arco exótico sino que, tal como lo sugiere Schmidt *et al.* (2002), los intrusivos jurásicos de Baja California más o menos podrían presentar una continuidad con los intrusivos jurásicos al sur de Sonora y Michoacán después de restaurar la extensión NE-SW experimentada en el Golfo de California durante el Terciario. Lo mismo ocurriría con los intrusivos jurásicos reportados en la costa de Jalisco por Centeno-García *et al.* (2011).

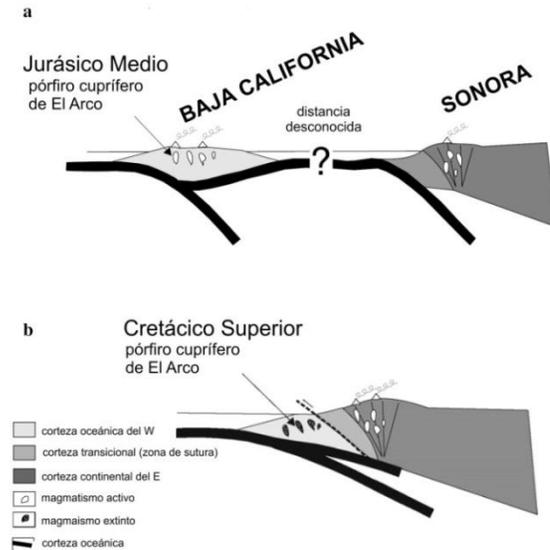


Fig. 7.32. Modelo tectónico propuesto por Valencia *et al.* (2006). Figura tomada de Valencia *et al.* (2006; p. 48). Ver texto para detalles.

Otra hipótesis alterna al arco exótico es el propuesto por Dickinson y Lawton (2001), quienes agrupan al arco Alisitos en el terreno Guerrero. Este modelo involucra el desarrollo de un sistema de doble subducción de vergencia encontrada, en donde un arco localizado en el margen de Norteamérica y otro intra-oceánico están separados entre sí durante el Jurásico Inferior por la hipotética placa oceánica Mezcalera (Fig. 7.33). En este modelo, las trincheras de ambos arcos tienen un movimiento relativo opuesto, de tal forma que durante el Cretácico Inferior ocurre la colisión de ambos arcos y el inicio de Alisitos hace *ca.* 121 Ma.

El principal problema con este modelo es que Dickinson y Lawton (2001) sitúan el inicio de Alisitos como consecuencia de la colisión y sutura que consumió a la placa Mezcalera. En Baja California, tal sutura sólo puede ser atribuída al abanico de doble vergencia identificado por Schmidt y Paterson (2002) que, aunque pudo comenzar antes de *ca.* 132 Ma, se desarrollo y grabó una intensa deformación compresiva hace *ca.* 100 Ma, 30 Ma después de la edad de las rocas más antiguas reportadas para el arco Alisitos.

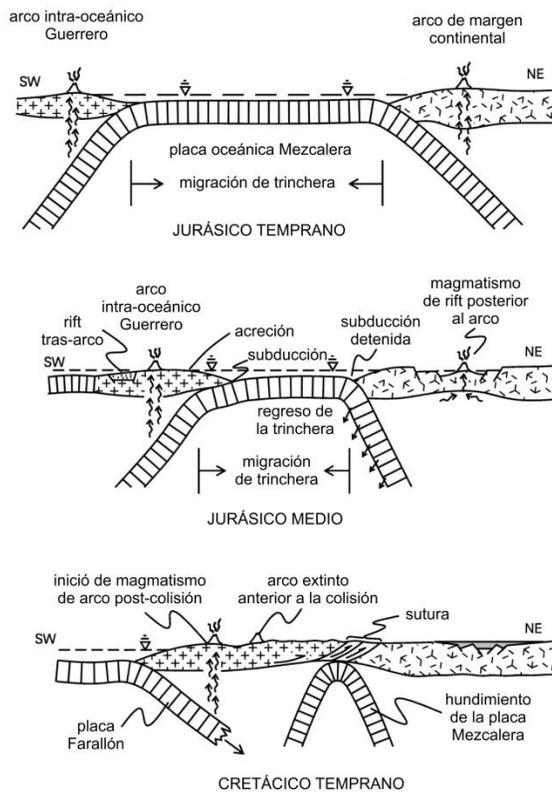


Fig. 7.33. Modelo tectónico propuesto por Dickinson y Lawton (2001), en donde el arco Alisitos forma parte del terreno Guerrero. El modelo inicia durante el Jurásico Inferior con un sistema de doble subducción de vergencia encontrada, en donde un arco marginal y otro intra-oceánico están separados entre sí por la hipotética placa oceánica Mezcalera. En este modelo, las trincheras se yuxtaponen entre sí para promover el hundimiento de la placa Mezcalera en el manto y formar una zona de sutura y generar un nuevo arco posterior a tal colisión. Figura tomada de Dickinson y Lawton (2001; p. 1153).

En contraparte con la hipótesis del arco exótico se encuentra la hipótesis del arco marginal, en donde una zona de subducción con vergencia hacia Norteamérica experimentó procesos de extensión en la corteza superior tales que el arco fue separado del margen continental por una o varias cuencas oceánicas durante el Jurásico, para después acrecionarse nuevamente al continente durante el Cretácico.

El panorama de procesos extensivos presentes en el margen de Norteamérica en las latitudes de la península de Baja California fue originalmente concebido por Rangin (1978) y Gastil *et al.*, (1978 en Gastil *et al.*, 1981), quienes fundamentaron su desarrollo de acuerdo con megaclastos de caliza fosilífera y cuarcita de posible asociación continental que estaban contenidos en un melange del Jurásico Medio que Kilmer (1977; en Gastil *et al.*, 1981) halló en Isla Cedros; y lo situaron en el Triásico al interpretar el depósito de la Formación San Hipólito (subcapítulo 1.3.4) como el inicio de la separación del arco marginal de la costa occidental de Norteamérica.

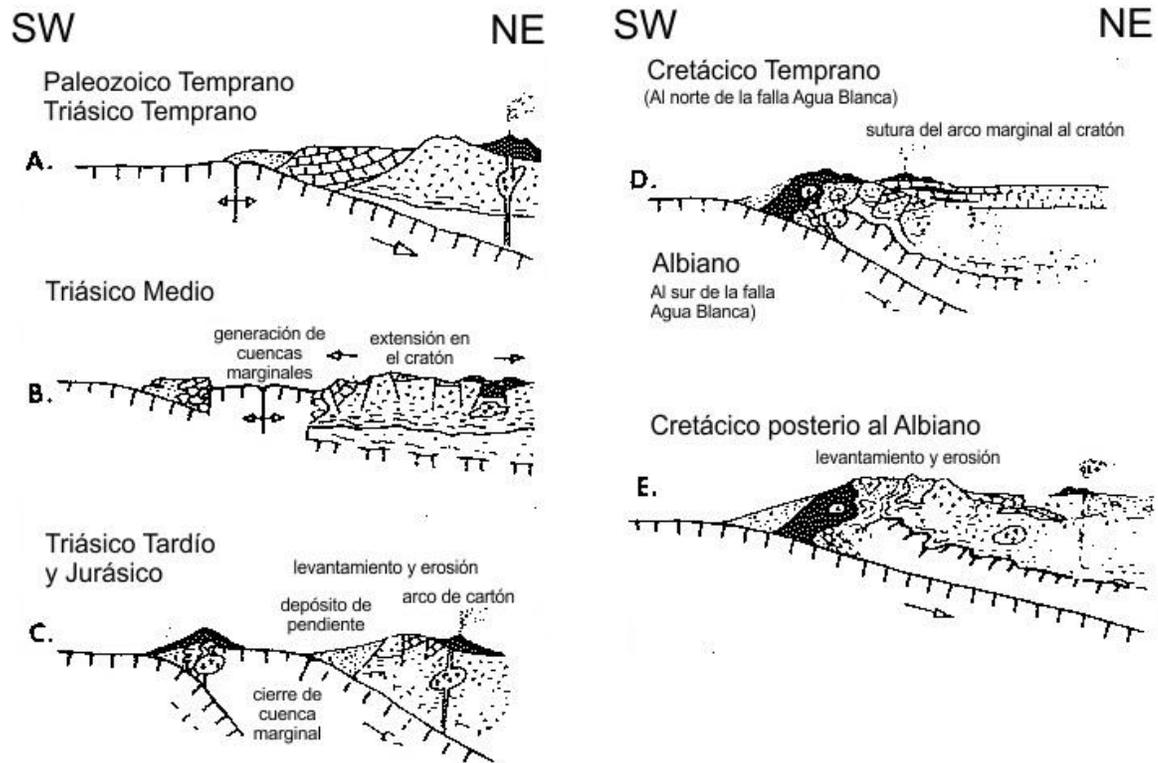


Fig. 7.34. Modelo tectónico propuesto por Gastil *et al.* (1981), en donde (A) se desarrolla un arco continental en Norteamérica y una dorsal en las cercanías del margen continental; (B) cesa la subducción y se abre una o varias cuencas marginales; (C) se produce un sistema de doble subducción en donde hay un arco marginal al suroeste y un arco continental al noreste; (D) el arco marginal se junta con el arco continental; y (E) el eje del magmatismo migra a mayor profundidad. Figura tomada de Gastil *et al.* (1981; p. 295).

El modelo propuesto por Gastil *et al.* (1981) inicia durante el Paleozoico Inferior con un arco continental en Norteamérica y una dorsal que progresivamente se acercaba al margen continental, hasta que en el Triásico Medio provoca el cese de la subducción cesa y la generación de cuencas marginales, similar a lo que actualmente sucede en el Golfo de California (Fig. 7.34). A partir del Triásico Superior, el panorama es muy parecido a la hipótesis del arco exótico (Fig. 7.31), con un sistema de doble subducción que se yuxtaponen durante el Cretácico Inferior. Nuevamente, el problema con este modelo es que en las rocas pertenecientes al arco Alisitos no se reportan edades más antiguas a ca. 130 Ma.

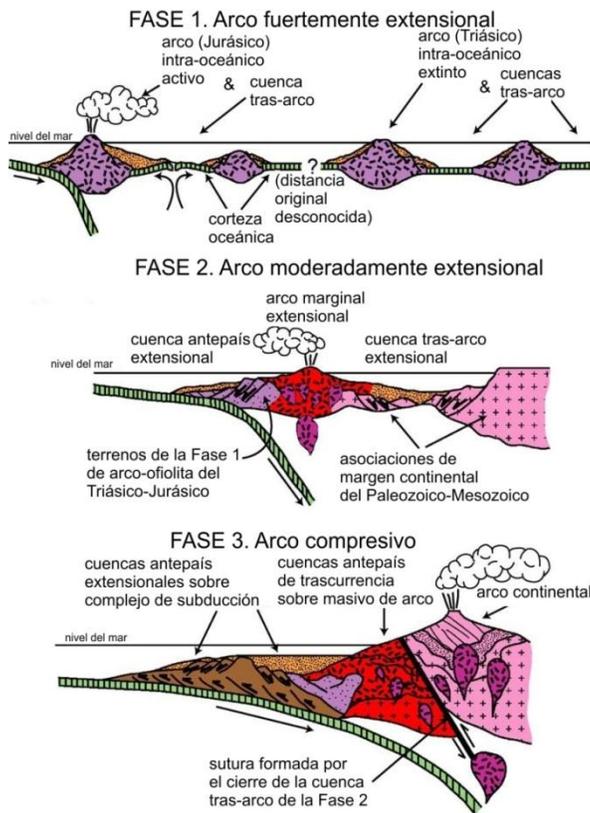


Fig. 7.35. Modelo tectónico propuesto por Busby *et al.* (1998) y Busby (2004). En la primera fase, un sistema de subducción simple intra-oceánico está separado del margen de Norteamérica por cuencas tras-arco. En la segunda fase ocurre el desarrollo del arco Alisitos y de una cuenca de antepaís que está localizada en la presente península de Vizcaíno. En la tercera fase se genera la yuxtaposición de Alisitos con el margen de Norteamérica durante una configuración compresiva. Figura tomada de Busby (2004; p. 244).

Después de la interpretación que Busby-Spera (1988) hizo de la Formación Gran Cañón del Jurásico Medio (ver subcapítulo 1.3.4), al situarla como un depósito de cuenca tras-arco, Busby *et al.* (1998) y Busby (2006) proponen un modelo de arco marginal dividido en tres fases (Fig. 7.35). En la primera fase (*ca.* 220-130 Ma), un sistema de subducción simple intra-oceánico está separado del margen de Norteamérica por cuencas tras-arco. En la segunda fase (*ca.* 140-100 Ma) ocurre durante una configuración “moderadamente extensional” el desarrollo del arco Alisitos y de una cuenca de antepaís que está localizada en la presente península de Vizcaíno y que encajonó al arco Alisitos. Finalmente, en la tercera fase (*ca.* 100-50 Ma) ocurre la yuxtaposición de Alisitos con el margen de Norteamérica durante una configuración progresivamente compresiva.

Este modelo también presenta problemas. La configuración extensional del último período de la primera fase está sustentada en el depósito de las Formaciones Coloradito y Eugenia, las cuales necesitaron de un aporte de gradientes topográficos pronunciados y transporte clástico de alta energía relacionados a ambientes compresivos, no extensionales. De igual manera, la naturaleza extensional de la segunda fase está en conflicto con las estructuras

dúctiles en la zona transicional reportadas por Schmidt y Paterson (2002), relacionadas a una compresión que inició hace al menos *ca.* 132 Ma.

7.3.2. Modelo propuesto para la evolución tectonomagmática mesozoica de la península de Baja California.

Estudios recientes consideran que el inicio espontáneo de un sistema de subducción está relacionado con la inestabilidad gravitacional generada en el límite entre una placa antigua y densa y otra relativamente joven y flotante (e.g., Stern, 2004). Asimismo, los sistemas modernos en donde subducen placas relativamente antiguas están estadísticamente relacionados con arcos intra-oceánicos que experimentan extensión y la generación de cuencas tras-arco (sistemas tipo Mariana; e.g., Gerya, 2011). De igual manera, los sistemas en donde subducen placas relativamente más jóvenes están estadísticamente relacionados con arcos marginales y continentales relacionados con un régimen compresivo y con la generación de retro-cuencas de antepaís y cinturones de pliegues y cabalgaduras (sistemas tipo Chileno; e.g., Stern, 2002). Tal relación entre edad de la placa que subduce y el régimen de esfuerzos experimentado por la placa superior ha permitido visualizar un esquema tectónico en donde los sistemas de subducción posiblemente inician bajo un régimen extensional y concluyen bajo uno compresivo (e.g., Xiao *et al.*, 2010).

El modelo propuesto para la evolución tectonomagmática de Baja California se basa en el esquema tectónico arriba mencionado e incorpora la mayoría de las observaciones geológicas reportadas a lo largo de la península. El modelo propuesto se divide en tres períodos. El primer y segundo período abarcan la historia tectónica anterior a la generación del arco Alisitos, mientras que éste abarcaría el tercer período.

7.3.2.1. Primer período de la evolución tectonomagmática anterior al arco Alisitos: sistema de subducción tipo Mariana.

El primer período inicia en el Triásico(?) – Jurásico Medio (ca. 200 – 170 Ma) con el desarrollo del complejo de subducción ofiolítico de la región Vizcaíno-Cedros (y de las Islas Magdalena y Margarita) cubierto por sedimentos (Formación San Hipólito) y por rocas volcánicas y volcanoclásticas (Formación Choyal).

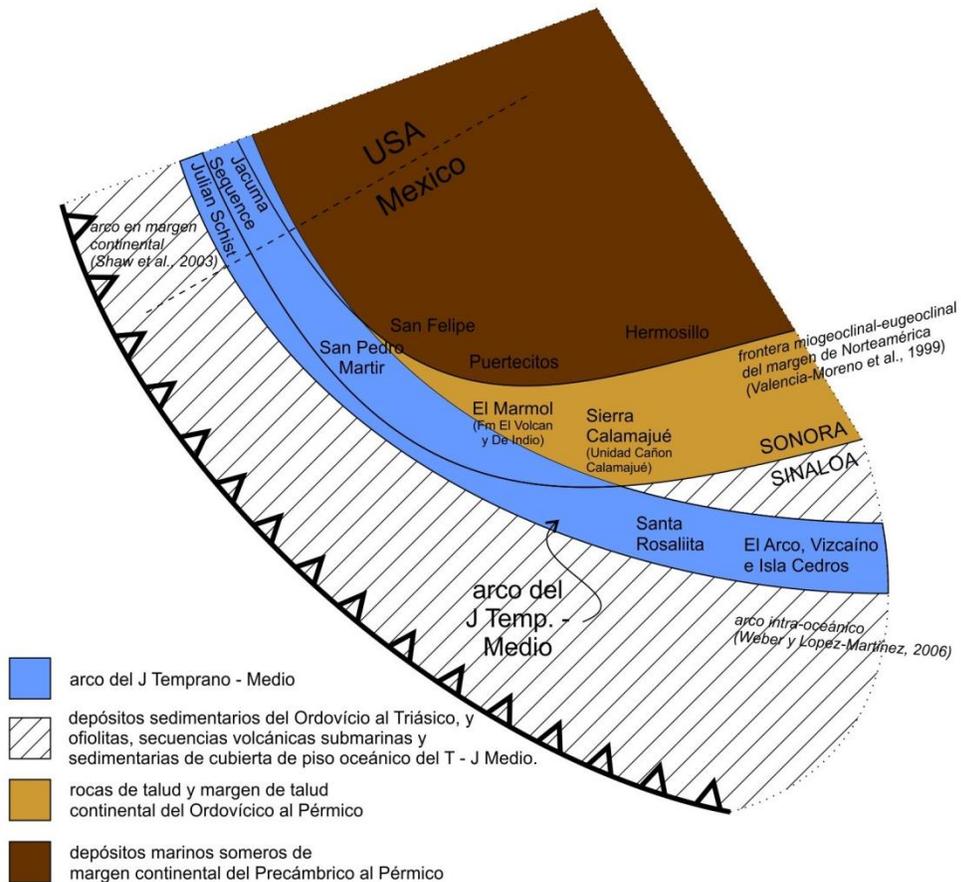


Fig. 7.36. Configuración tectónica regional durante el Jurásico Temprano-Medio, en donde el sistema de subducción tipo Mariana vigente durante este período incide de manera oblicua al margen de Norteamérica, similar a los actuales sistemas de subducción Alaska-Aleutianas, Kamchatka y Sumatra-Java. En esta configuración, la parte norte del sistema de subducción presenta un arco de margen continental, intrusando rocas metasedimentarias de cuenca de antepaís o intra-arco del T-J (“Julian Schist”; Gastil y Miller, 1984; Germinario, 1993), de pendiente de cuenca del Mz y/o Pz (“Jacuma Sequence”) y de mioceoclinal (Shaw *et al.*, 2003). Al otro extremo, la parte sur desarrolla un arco intra-oceánico a la altura de la región Vizcaíno-Cedros y en El Arco (Weber y Lopez-Martínez, 2006). Figura sin escala.

Durante este período, en la región de El Marmol se depositaron sedimentos marinos (Formación De Indio) encima de una secuencia clástica Pérmica (Formación El Volcán) relacionados con el margen de Norteamérica, por lo que las rocas de El Marmol estaban más cerca del margen continental que aquellas de Vizcaíno-Cedros. Por su parte, al norte de la falla ancestral Agua Blanca y al sur de California, se depositaron sedimentos de abanicos submarinos (“Julian Schist”; Germinario, 1993), que actualmente están en contacto hacia el este con sedimentos de pendiente de cuenca del Mesozoico y/o Paleozoico (“Jacuma Sequence”; Leier-Engelhardt, 1993) y con rocas mioceoclinales del

Paleozoico, por lo que las rocas de este período al sur de California se depositaron directamente en el margen continental.

T₁ - J Medio - subducción tipo Mariana

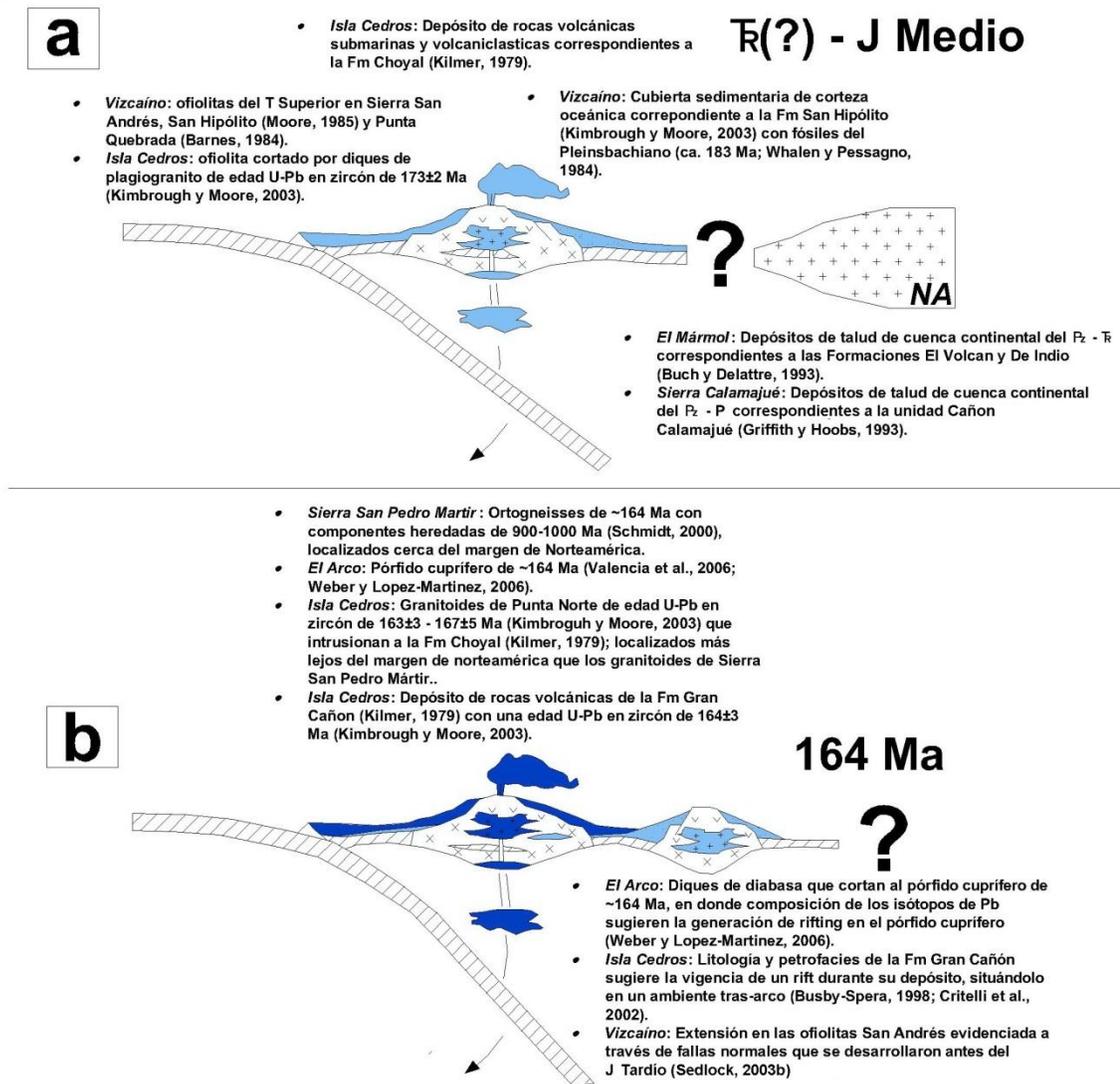


Fig. 7.37. Primer período de la evolución de la península de Baja California del Triásico al Jurásico Superior, con un sistema de subducción tipo Mariana en las latitudes de la región Vizcaíno-Cedros y de El Arco-Calmalli. Este período se caracteriza por la apertura de cuenca(s) tras-arco e intra-arco entre un arco marginal y el margen de Norteamérica.

Durante el primer período, tanto las rocas de la región Vizcaíno-Cedros como las rocas anteriores al pórfido cuprífero de El Arco, las rocas de la zona transicional a la altura de Sierra San Pedro Mártir y las rocas al sur de California son cortadas por granitoides de ~164 Ma, por lo que si usamos estos granitoides como referencia para ubicar en tiempo y

espacio el arco del Jurásico Medio, se interpreta que la trinchera estaba sobre o relativamente cerca del margen de Norteamérica al sur de California y a la altura de Sierra San Pedro Mártir, pero que estaba progresivamente más alejada del margen en el El Marmol y a la altura de Vizcaíno-Cedros y de El Arco (Fig. 7.36).

Bajo el contexto tectónico de la Fig. 7.36, entre hace ca. 170 – 162 Ma, el arco del Jurásico Medio registrado en la región Vizcaíno-Cedros y en la región El Arco-Calmallí (Fig. 7.37a) experimenta un rift intra-arco hace ca. 164 Ma (Fig. 7.37b) que promueve el desarrollo de una cuenca tras-arco en Isla Cedros (Formación Gran Cañón) y en El Arco. Por lo tanto, se propone que durante este período el sistema de subducción fue tipo Mariana, al menos en las latitudes de la región Vizcaíno-Cedros y El Arco, caracterizado por un arco oceánico, quizá con uno o varios arcos remanentes y cuencas tras-arco, muy similar a la fase 1 del modelo de la Fig. 7.35 propuesto por Busby-Spera (1988).

7.3.2.2. Segundo período de la evolución tectonomagmática anterior al arco Alisitos: sistema de subducción tipo Chileno.

El segundo período de la evolución tectonomagmática pre-Alisitos inició hace ca. 159 Ma en la región Vizcaíno-Cedros con la presencia de depósitos relacionados a fuertes gradientes topográficos (Formaciones Coloradito y Eugenia) y terminó hace ca. 132 Ma con el depósito de la secuencia metavolcanoclástica-volcánica del Cretácico Inferior y con la transpresión D1 registrada en la zona de estudio asignado a un cinturón de pliegues y cabalgaduras de una retro-cuenca de antepaís.

El principio y fin del segundo período tiene correspondencia con el rango de edades de 156 a 132 Ma del arco San Andrés, por lo que se propone que el segundo período marcaría el cambio de un sistema de subducción tipo Mariana a un sistema tipo Chileno (Fig. 7.38). Bajo la premisa que la deformación y acreción tectónica se concentra en las regiones tras-arco (por presentar un mayor flujo de calor y una litósfera más delgada; Hyndman *et al.*, 2005) se propone que es durante este segundo período que comenzó la yuxtaposición del arco de 156 a 132 Ma con el margen de Norteamérica, traducido en el cambio del desarrollo de cuencas tras-arco al desarrollo de una cuña bivergente y el progresivo cierre de las mismas, en donde el magmatismo, y los cinturones de pliegues y cabalgaduras

aportaban el material volcánico y detrítico de las Formaciones Coloradito, Eugenia, Perforada, Cañón McCarty, La Olvidada y de la secuencia del Cretácico Inferior de la zona de estudio.

~156 - K Inferior - subducción tipo Chileno

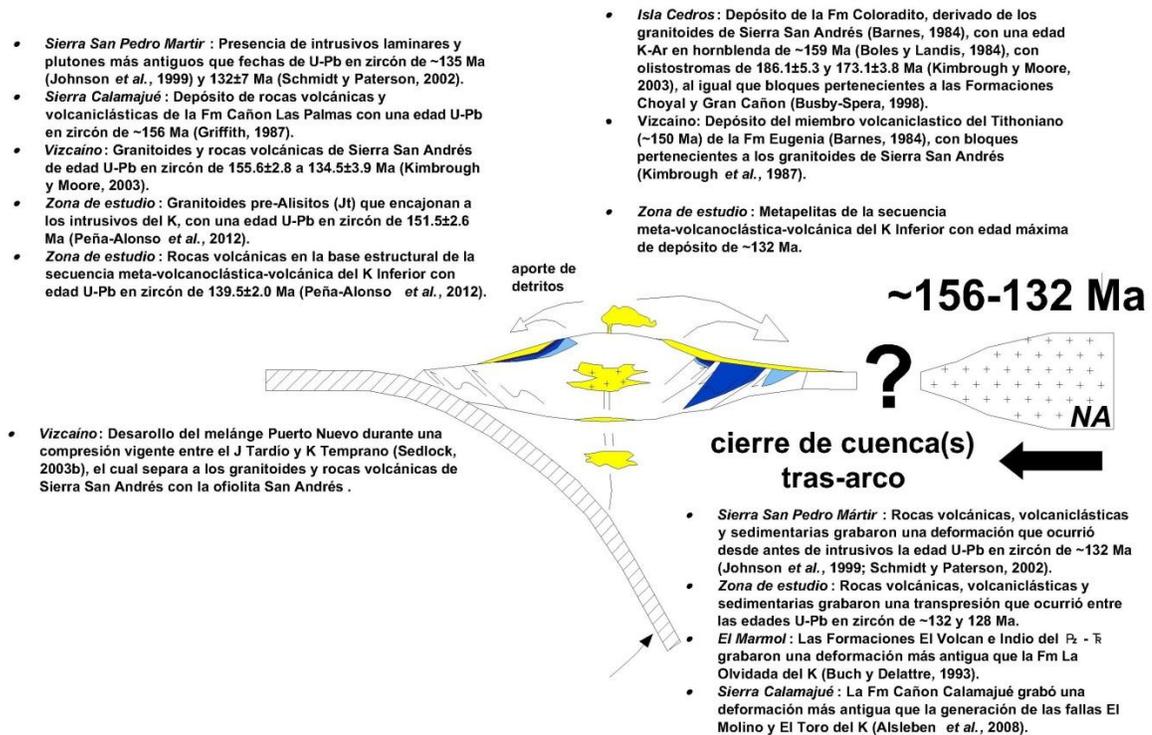


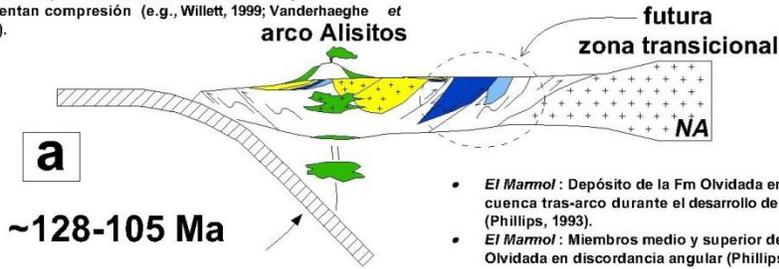
Fig. 7.38. Segundo período de la evolución de la península de Baja California del Jurásico Superior al Cretácico Inferior, con el cambio de un sistema de subducción tipo Mariana a tipo Chileno. Este período se caracteriza por el cierre de la(s) cuenca(s) tras-arco e intra-arco que se localizaban entre el arco y el margen de Norteamérica.

7.3.2.3. Tercer período de la evolución tectonomagmática: arco Alisitos y su migración hacia el oriente.

Hace ~128 Ma, el arco del Cretácico Inferior de la Fig. 7.38 continúa como el arco Alisitos una vez concluido el cierre de la(s) cuenca(s) intra-arco y tras-arco localizadas entre éste arco y el margen de Norteamérica, proceso que generaría la futura zona transicional del batolito de las Sierras Peninsulares (Fig. 7.39a).

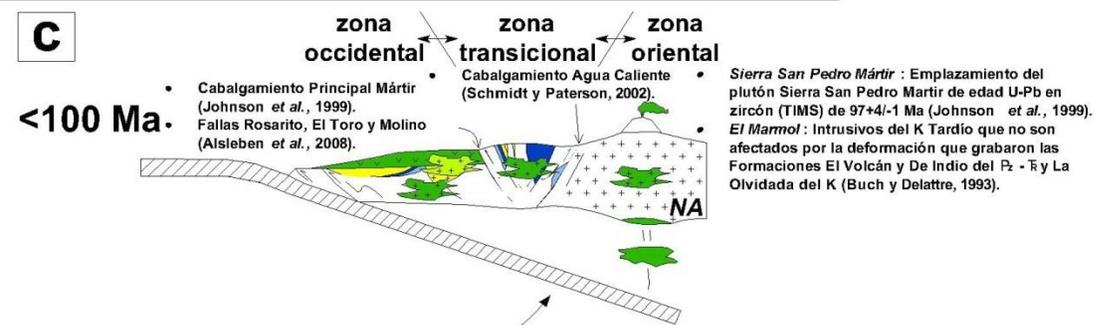
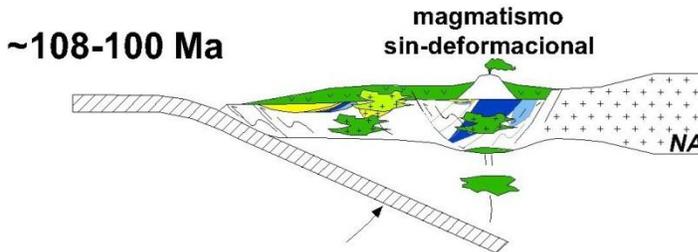
Al norte de Santa Rosalita

- **San Vicente**: areniscas de edad máxima de depósito de ~117 Ma con un rango continuo de edades de 145 a 115 Ma y de ~110 Ma con subpoblaciones del T₂-J y del P₂ (Alsleben *et al.*, 2011).
- **Zona occidental**: edad U-Pb en zircón más antigua reportada para la Fm Alisitos de 127 ± 5 Ma (Silver *et al.*, 1969).
- **Zona occidental**: Emplazamiento de los complejos Burro y Zarza de edad U-Pb en zircón de 113.6 ± 1.0 Ma y 116.2 ± 0.9 Ma, respectivamente (Johnson *et al.*, 1999).
- **Zona occidental**: Evento extensional sin-emplazamiento reportado en la Fm Alisitos hace ca. 111 Ma (Busby *et al.*, 2006), posiblemente debido al régimen extensivo que pueden presentar en superficie las zonas de subducción que experimentan compresión (e.g., Willett, 1999; Vanderhaeghe *et al.*, 2002).
- **Sierra San Pedro Mártir**: Emplazamiento de los ortogneises de edad U-Pb en zircón de 127.8 ± 1.6 Ma y de los intrusivos laminares de 127.9 ± 1.2 Ma (Johnson *et al.*, 1999). Posterior emplazamiento del Complejo Encinoso de edad U-Pb en zircón de 110.4 ± 1.6 Ma (Johnson *et al.*, 1999).
- **Sierra Calamajué**: Depósito de las rocas volcániclasticas de las Unidades McCarty y La Asamblea con una edad U-Pb en zircón de ~125 Ma (Griffith, 1987).
- **Sierra Calamajué**: Unidades McCarty y La Asamblea derivados de intrusivos de ~156 Ma y depositados en una discordancia erosional (Griffith y Hoobs, 1993).



- **El Marmol**: Depósito de la Fm Olvidada en una cuenca tras-arco durante el desarrollo de Alisitos (Phillips, 1993).
- **El Marmol**: Miembros medio y superior de la Fm Olvidada en discordancia angular (Phillips, 1993).

- **Sierra San Pedro Mártir**: areniscas de edad máxima de depósito de ~110 Ma con un rango continuo de edades de ~140 a 110 Ma y con un zircón heredado de 153 ± 28 Ma (Alsleben *et al.*, 2011)
- **Sierra San Pedro Mártir**: Emplazamiento de los plutones San José, Potrero y del Complejo Cerro de Costilla de edad U-Pb en zircón de ~108.5 ± 1.2, 102.5 ± 1.2 y 103.0 ± 1.0 Ma, respectivamente (Johnson *et al.*, 1999).
- **Zona transicional**: Desarrollo de un abanico de doble vergencia entre hace ca. 115 - 95 Ma (Johnson *et al.*, 1999; Alsleben *et al.*, 2008).
- **El Marmol**: Deformación que afectó tanto a las Formaciones El Volcán y De Indio del P₂ - T₂ como a la Fm La Olvidada del K; pero que no afecta a intrusivos del K Tardío (Buch y Delattre, 1993).
- **Sierra Calamajué**: Emplazamiento de los plutones San José, Potrero y del Complejo Cerro de Costilla de edad U-Pb en zircón de ~108.5 ± 1.2, 102.5 ± 1.2 y 103.0 ± 1.0 Ma, respectivamente (Johnson *et al.*, 1999).



- Cabalgamiento Principal Mártir (Johnson *et al.*, 1999). Fallas Rosarito, El Toro y Molino (Alsleben *et al.*, 2008).
- Cabalgamiento Agua Caliente (Schmidt y Paterson, 2002).
- **Sierra San Pedro Mártir**: Emplazamiento del plutón Sierra San Pedro Mártir de edad U-Pb en zircón (TIMS) de 97 ± 4/-1 Ma (Johnson *et al.*, 1999).
- **El Marmol**: Intrusivos del K Tardío que no son afectados por la deformación que grabaron las Formaciones El Volcán y De Indio del P₂ - T₂ y La Olvidada del K (Buch y Delattre, 1993).

Fig. 7.39. Tercer período de la evolución tectonomagmática de la península de Baja California al norte de Santa Rosalita, que ocurrió del Cretácico Inferior al Aptiano-Albiano con un sistema de subducción tipo Chileno. Este período se caracteriza por el desarrollo de un arco estacionario hace 128 Ma y su migración hacia el margen de Norteamérica a partir de ~108 Ma, dando como resultado una compresión localizada en la región del cierre de las cuencas (zona transicional).

Las secuencias tan distintas que encajonan al batolito de las Sierras Peninsulares al norte y sur de Santa Rosaliita (Fig. 1.2) sugiere que en el sur de Santa Rosaliita el arco Alisitos se desarrolló bajo circunstancias distintas respecto al norte. Aunque tales circunstancias se desconocen, en este trabajo se especula que, al sur de Santa Rosaliita, el arco Alisitos comenzó a migrar hace ~128 Ma hacia el oriente. Si este proceso tectónico no explica la presencia de la frontera litológica a la altura de Santa Rosaliita, sí lo hace respecto a la ausencia de intrusivos más recientes que 130 Ma en las regiones de Vizcaíno-Cedros y de El Arco y la edad U-Pb en zircón más antigua reportada en San Jerónimo de 115 Ma (Fig. 7.40). De esta manera, se especula que mientras al norte de Santa Rosaliita el arco Alisitos inició con un comportamiento estacionario, en el sur de esa localidad inició como un arco migratorio.

Al sur de Santa Rosaliita

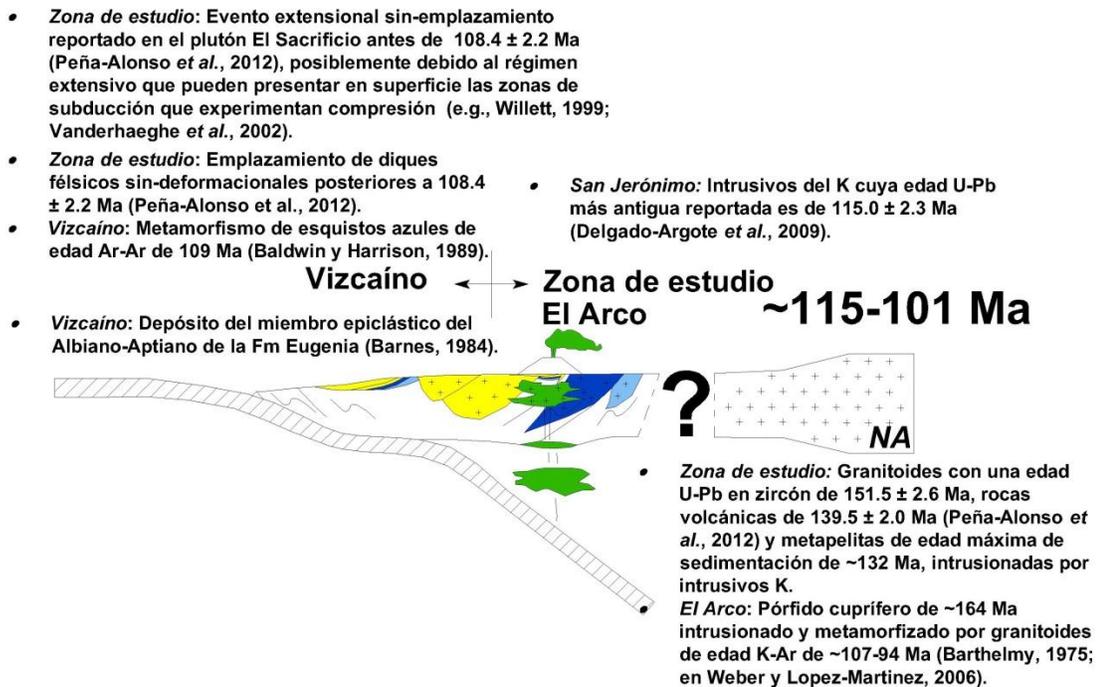


Fig. 7.40. Tercer período de la evolución tectonomagmática de la península de Baja California al sur de Santa Rosaliita, que ocurrió durante el Aptiano-Albiano. Este período se caracteriza por la migración del arco hacia el margen de Norteamérica.

Hace ~108 Ma, la migración hacia el oriente del arco Alisitos (tanto al norte como al sur de Santa Rosaliita) produce un nuevo evento compresivo que se concentró en la zona transicional (Fig. 7.39b), generando el abanico de doble vergencia reportado en los

alrededores de Sierra San Pedro Mártir y registrándose en los intrusivos félsicos Kt, Kg1 y Kg2 del arreglo plutónico Nuevo Rosarito y del complejo La Unión en la zona de estudio como el evento compresivo D2. Finalmente, la progresiva migración del arco hacia el oriente origina la zona oriental del batolito de las Sierras Peninsulares (Fig. 7.39c).

CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES

8.1. Roca encajonante pre-Alisitos

- (a) En la zona de estudio, las rocas que encajonan a los plutones cretácicos del arco Alisitos se pueden dividir en tres, que del más antiguo al más reciente son: la secuencia metamórfica del Triásico(?)-Jurásico Superior, los granitoides jurásicos y la secuencia metavolcanoclástica-volcánica del Cretácico Inferior.
- (b) La secuencia metamórfica del Triásico(?)-Jurásico Superior aflora en pantallas embebidas dentro de los granitoides jurásicos o como afloramientos discretos al noroeste del plutón El Salinito. Consiste en rocas metavolcanoclásticas, metavolcánicas con metamorfismo en facies de anfíbolita sensu stricto, ortogneises, paragneises, metasamitas y migmatitas. Las dos muestras metavolcanoclásticas analizadas presentan una firma geoquímica asociada a un arco.
- (c) Los granitoides jurásicos consisten en tonalitas a granodioritas de biotita-hornblenda de grano medio a grueso de edad U-Pb en zircón de 151.6 ± 2.6 Ma. Suele incluir pantallas de rocas pertenecientes a la secuencia metamórfica del del Triásico(?)-Jurásico Superior. Su edad es contemporánea y su litología es similar a los granitoides de San Andrés de la península de Vizcaíno. Esta secuencia está en contacto discordante con la secuencia más reciente.
- (d) La secuencia metavolcanoclástica-volcánica del Cretácico Inferior está dividida en tres miembros. El miembro inferior está dominado por grauvacas feldespáticas, las cuales llegan a estar intercaladas por derrames basálticos a dacíticos y tobas, todos ellos en facies de esquistos verdes a anfíbolita de epidota y texturas esquistosas a protomiloníticas. De aquí se obtuvo una edad U-Pb en zircón de 139.5 ± 2.0 de una brecha volcánica. El miembro medio está dominado por metapelitas con metamorfismo en facies de esquistos verdes, textura esquistosa y con una edad máxima de depositación (U-Pb en zircón) de ~ 132 Ma. El miembro superior consiste en esquistos de dos micas con metamorfismo en facies de esquistos verdes.
- (e) La secuencia metavolcanoclástica-volcánica del Cretácico Inferior pudo depositarse en un ambiente de abanico submarino. Su fuente detrítica pudieron ser tanto los

volcanes activos durante su depósito, como los granitoides jurásicos y quizá también la secuencia metamórfica del Triásico(?)-Jurásico Superior.

- (f) Las rocas pre-Alisitos experimentaron una traspresión derecha regional (D1) con cinemática de bloque SW hacia arriba que se desarrollo hace *ca.* 132 – 128 Ma.
- (g) En el modelo de evolución tectonomagmática propuesto, la secuencia metamórfica del Triásico(?)-Jurásico Superior pudo depositarse durante el desarrollo de un sistema de subducción tipo Mariana relativamente alejado del margen de Norteamérica; los granitoides jurásicos representarían el mismo sistema de subducción, pero en este caso de tipo Chileno. Finalmente, se propone que la secuencia metavolcanoclástica-volcánica del Cretácico Inferior se generó en la región de retro-cuña del mismo sistema de subducción tipo Chileno como consecuencia del cierre de la(s) cuenca(s) tras-arco e intra-arco que lo separaban del margen de Norteamérica. De esta manera, el arco Alisitos iniciaría una vez que ocurre el cierre de tales cuencas.

8.2. Plutones del Cretácico del arco Alisitos

- (h) Las rocas pre-Alisitos encajonan a la serie intrusiva Nuevo Rosarito, los intrusivos cretácicos del complejo volcánico-plutónico La Unión, el plutón El Salinito y los plutones San Germán y El Marmolito, cuyo emplazamiento se agrupa en cuatro episodios magmáticos. El primer episodio corresponde al emplazamiento del gabro y diorita de Nuevo Rosarito; el segundo al de las rocas félsicas de Nuevo Rosarito y La Unión; el tercero al del plutón El Salinito y el cuarto al de los plutones San Germán y El Marmolito.
- (i) La serie intrusiva Nuevo Rosarito está conformada por los plutones Rosarito de geometría elongada hacia el NNW-SSE y El Sacrificio de geometría circular. La serie Nuevo Rosarito fue construida por siete unidades intrusivas, que en orden descendente de emplazamiento son: gabro de dos piroxenos KgA, diorita de dos piroxenos Kd1, cuarzodiorita de hornblenda-biotita Kqd, tonalita a granodiorita de hornblenda-biotita Kt, tonalita a granito de biotita Kg1, cuarzodiorita a granito de clinopiroxeno-hornblenda Kg2 y granito de biotita Kg3. Los intrusivos cretácicos

del complejo La Unión también están agrupados junto con estas unidades intrusivas, a excepción de la diorita Kd1 y del granito Kg3.

- (j) Los gabros de dos piroxenos KgA son rocas de arco de islas ricos en alúmina pertenecientes a la serie toleítica, los cuales fueron generados de un magma primario que pudo experimentar la acumulación de plagioclasa y el fraccionamiento de minerales máficos durante las etapas tardías de su cristalización. Sus firmas geoquímicas son similares a las de lavas modernas que presentan una carga mínima de fluidos de baja temperatura y a aquellas que experimentaron contribución de sedimentos.
- (k) El gabro KgA experimentó un fracturamiento magmático que fue generado por un régimen extensional de rumbo NNE-SSW que promovió la canalización de la diorita Kd1 después de superar aproximadamente el 55% de su cristalización,. La diorita Kd1 fue un fundido fraccionado del gabro KgA que quizá presentó un aumento en la sílice conforme cristalizaba plagioclasa sódica y la hornblenda.
- (l) Las rocas de tonalita a granodiorita de hornblenda-biotita Kt son magnesianas, cálcicas a calco-alcaldas y metaluminosas. Posiblemente experimentaron la acumulación de feldespato potásico o albita debido a mezcla magmática o a la asimilación de pequeñas cantidades de fundidos corticales muy silíceos.
- (m) Las rocas de tonalita a granodiorita de hornblenda-biotita Kt pueden tener texturas predominantemente magmáticas o un dominio de fábricas de estado sólido (con texturas esquistas hasta miloníticas). Las rocas de textura magmática tienen foliaciones de dirección N-S a NNE-SSW y su emplazamiento fue predominantemente vertical. Las rocas con dominio de fábricas de estado sólido son diques o cuerpos elongados de dirección NW-SE, lineación de dirección SW y NE y su emplazamiento incluyó una componente horizontal.
- (n) Los diques de tonalita a granito de biotita Kg1 que contienen menos del 74% de SiO_2 son magnesianos, cálcicos y metaluminosos a peraluminosos, mientras que aquellos con más de este porcentaje de sílice son ferroanos, cálcicos y peraluminosos. Por su parte, los diques de cuarzodiorita a granito de clinopiroxeno-hornblenda Kg2 son ferroanos, alcalinos y metaluminosos. Las firmas geoquímicas

de los diques Kg1 y Kg2 puede estar asociados a la diferenciación fraccionada de rocas de composición basáltica. Como presentan patrones de REE y de diagramas multi-elementos similares, también pueden estar asociados a una fuente magmática similar. Si tal es el caso, Kg2 pudo experimentar un fraccionamiento de plagioclasa y la acumulación de feldespatos potásicos con respecto a Kg1.

- (o) El evento predominantemente compresivo D2 contemporáneo al segundo episodio magmático inició hace 108.4 ± 2.2 Ma con el emplazamiento de las rocas de tonalita a granodiorita Kt de textura magmática. La tasa de deformación aumentó durante el emplazamiento de los diques y cuerpos elongados Kt. El pico de la deformación fue acomodado por los diques Kg1 y Kg2. La orientación y cinemática de los diques Kt, Kg1 y Kg2 en Nuevo Rosarito y La Unión definen una estructura similar a un abanico bivergente de aproximadamente 4 km de extensión.
- (p) El Salinito es un plutón circular con geometría cilíndrica en perfil y geometría de complejo anular en planta. Tiene un núcleo de diorita de hornblenda (Kd2) y una periferia de gabro de hornblenda-clinopiroxeno (KgB). Estas rocas incluyen diques anulares localizadas dentro del plutón y diques individuales de cuarzomonzodiorita a granito de biotita Kg4, al igual que afloramientos masivos de cuarzomonzonita de biotita-hornblenda Kmz y de cuarzodiorita de hornblenda-clinopiroxeno KtB; los tres últimos concentrados en su periferia la septentrional del plutón.
- (q) El gabro de hornblenda-clinopiroxeno KgA de El Salinito es menos primitivo que el gabro de dos piroxenos KgA de Nuevo Rosarito, y posiblemente haya tenido una mayor contribución de fluidos de baja temperatura y menor contribución de sedimentos.
- (r) Durante las etapas tardías de su cristalización, el núcleo y la periferia del gabro de hornblenda-clinopiroxeno KgB fue intrusionado por la diorita de hornblenda Kd2, la cual contribuyó a la expansión que experimentó el plutón El Salinito. Se propone que la diorita de hornblenda Kd2 y el gabro de hornblenda-clinopiroxeno KgB son comagmáticas.

- (s) Los diques Kg4 son ferroanos, calco-alcálicos y metaluminosos, y cabe la posibilidad de que fueran generados en parte por la cristalización fraccionada de basaltos toleíticos con una contribución menor de fundidos corticales.
- (t) La intrusión de los plutones San Germán y El Marmolito y el de los diques de granito de biotita Kg3 de Nuevo Rosarito definen el cuarto y más reciente episodio magmático. Estos plutones quizá fueron construidos por un mayor número de pulsos magmáticos respecto a los episodios anteriores. Su emplazamiento fue desarrollado bajo un régimen de esfuerzos distinto al resto de los plutones y/o su superficie de exposición representan niveles corticales distintos. La fuente parental de estos plutones quizá era abundante en hornblenda y/o piroxeno.
- (u) En el modelo de evolución tectonomagmática propuesto, Alisitos inicia hace ~128 Ma como una continuación del sistema de subducción del Cretácico Inferior una vez concluido el cierre de la(s) cuenca(s) intra-arco y tras-arco localizadas entre éste arco y el margen de Norteamérica. Alisitos inicia como un arco estacionario al norte de Santa Rosaliita, mientras que al sur quizá inició como un arco migratorio hacia el oriente, produciendo magmatismo sin afectar a las rocas de la región Vizcaíno-Cedros. A partir de ~108 Ma la migración de Alisitos tanto al norte como al sur de Santa Rosaliita promueve una compresión concentrada en la zona transicional, que es la región en donde ocurrió el cierre de cuencas a partir del inicio de la subducción tipo Chileno del Jurásico Superior al Cretácico Inferior.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abers, G.A., van Keken, P.E., Kneller, E.A., Ferris, A., Stachnik, J.C., 2006. The thermal structure of subduction zones constrained by seismic imaging: Implications for slab dehydration and wedge flow, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 241, p. 387-397.
- Aignertorres, M., Blundy, J., Ulmer, P. Pettke, T., 2007. Laser Ablation ICPMS study of trace element partitioning between plagioclase and basaltic melts: an experimental approach, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 153, p. 647-667.
- Allen, P.A., Allen, J.R., 2005. Basin analysis, Principles and Applications, 2da edition, Blackwell Publishing, Oxford, 549 p.
- Allison, E.C., 1955. Middle Cretaceous Gastropoda from Punta China, Baja California, Mexico, *Journal of Paleontology*, v. 29, p. 400-432.
- Allison, E.C., 1974. The type Alisitos Formation (Cretaceous, Aptian–Albian) of Baja California and its bivalve fauna; *en* Gastil, R.G. (ed.), *Geology of Peninsular California*, Guidebook. Pacific Section Society Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 29-59.
- Allmendinger, R.W., 2001. FaultKinWin Ver. 1.1 a program for analyzing fault slip data for Windows™ computers (Software de cómputo).
- Allmendinger, R.W., 2002. StereoWin for Windows (Software de cómputo).
- Alsleben, H., 2005. Changing characteristics of deformation, sedimentation, and magmatism as a result of island arc-continent collision (Tesis de Doctorado), University of Southern California.
- Alsleben, H., Wetmore, P.H., Schmidt, K.L., Paterson, S.R., Melis, E. A., 2008. Complex deformation during arc continent collision: Quantifying finite strain in the accreted Alisitos arc, Peninsular Ranges batholith, Baja California, *Journal of Structural Geology*, v. 30, p. 220-236.
- Alsleben, H., Wetmore, P.H., Gehrels, G.E., Paterson, S.R., 2011. Detrital zircon ages in Palaeozoic and Mesozoic basement assemblages of the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: constraints for depositional ages and provenance, *International Geology Review*, v. 54, p. 93 – 110.
- Améglio, L., Vigneresse, J.L., Bouchez, J.L., 1997. Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data; *en* Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, Kluwer, Dordrecht, p. 199-214.
- Anderson, A.T., Greenland, L.P., 1969. Phosphorous fractionation diagrams as a quantitative indicator of crystallization differentiation of basaltic liquids, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 33, p. 493-505.
- Anderson, E.M., 1938. The dynamics of sheet intrusion, *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, v. 58, p. 242-251.

- Anderson, E.M., 1951. The dynamics of faulting, Edinburgh, Oliver and Boyd, 206 p.
- Anderson, T.H., Rodriguez-Castañeda, J.L., and Silver, L.T., 2005. Jurassic rocks in Sonora, Mexico: relations to Mojave-Sonora megashear and its inferred northward extension; *en* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., and Steiner, M.B. (eds.), The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper, v. 393, p. 51-95.
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S., 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones, *Journal of Petrology*, v. 47, p. 505-539.
- Arzi, A.A., 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks, *Tectonophysics*, v. 44, p. 173-184.
- Avilez-Serrano, P., 2008. Caracterización petrográfica para el análisis comparativo de los plutones: La Unión, El Marmolito y El Salinito, del occidente del Cinturón Batolítico Peninsular en Baja California, (latitud 28.5) (Tesis de Licenciatura), Ciencias de la Tierra, UAG, 100 p.
- Avilez-Serrano, P., 2011. Análisis comparativo entre los plutones de la porción centro-meridional del cinturón batolítico peninsular, Baja California, de acuerdo con su composición, edad y ambiente de emplazamiento (Tesis de Maestría), División de Ciencias de la Tierra, CICESE, 175 p.
- Bachmann O., Bergantz, G., 2008. The magma reservoirs that feed supereruptions, *Elements*, v. 4, p. 17-21.
- Bacon, C.R. Druitt, T.H., 1988. Compositional Evolution of the Zoned Calcalkaline Magma Chamber of Mount-Mazama, Crater Lake, Oregon, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 224-256.
- Bagdassarov, N., Dorfman, A., 1998. Granite rheology: magma flow and melt migration. *Journal of the Geological Society*, v. 155, p. 863-872.
- Baker, D.R., 1998. Granite melt viscosity and dike formation, *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 1395-1404.
- Baldwin, S.L., Harrison, T.M., 1989. Geochronology of blueschists from west-central Baja California and the timing of uplift in subduction complexes, *The Journal of Geology*, v. 92, p. 149-163.
- Balk, R., 1937. Structural behavior of igneous rocks, *Geological Society of America Memoir*, v. 5, p. 1-177.
- Barnes, D.A., 1984. Volcanic arc derived, Mesozoic sedimentary rocks, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico; *en* V.A. Frizzell (ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, v. 39, p. 119-130.
- Barros, C.E.M., Barbey, P., Boullier, A.M., 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of the syntectonic A-type Estrela

- Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil), *Tectonophysics*, v. 343, p. 93-109.
- Bartels, K.S., Kinzler, R.J., and Grove, T.L., 1991. High pressure phase relations of primitive high-alumina basalts from Medicine Lake volcano, northern California, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 108, p. 253-270.
- Barthelmy, D.A., 1975. Geology of the El Arco-Calmalli area, Baja California, Mexico (Tesis de Maestría), San Diego State University, San Diego, 130 p.
- Barthelmy, D.A., 1979. Regional geology of El Arco porphyry copper deposit, Baja California; *en* Abbott, P.L., Gastil, R.G., (eds.), *Baja California geology*, San Diego State University, California, p. 127-138.
- Bateman, P.C., Chappell, B.W., 1979. Crystallization, fractionation and solidification of the Tuolumne intrusive series, Yosemite National Park, California, *Geological Society of America Bulletin*, v. 72, p. 427-435.
- Beattie, P., 1994. Systematics and energetics of trace-element partitioning between olivine and silicate melts: Implications for the nature of mineral/melt partitioning, *Chemical Geology*, v. 117, p. 57-71.
- Beggs, J.M., 1983. Stratigraphy, petrology, and tectonic setting of the Alisitos Group, Baja California, Mexico (Tesis de Doctorado), California University, Santa Barbara, California, 201 p.
- Beggs, J.M., 1984. Volcaniclastic rocks of the Alisitos Group, Baja California, Mexico; *en* Frizzell, V.A., Jr. (ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Field Trip Guidebook, book 39, p. 1-7.
- Best, M.G., 2002. *Igneous and metamorphic petrology*, Blackwell Science, Cambridge, MA. 752 p.
- Bindeman, I.N., Davis, A.M. Drake, M.J., 1998. Ion microprobe study of plagioclase-basalt partition experiments at natural concentration levels of trace elements, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 62, p. 1,175-1,193.
- Blundy, J., Cashman, K., 2001. Ascent-driven crystallization of dacite magmas at Mount St Helens, 1980-1986, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 140, p. 631-650.
- Blundy, J., Cashman, K., 2005. Rapid decompression-driven crystallization recorded by melt inclusions from Mount St. Helens volcano, *Geology*, v. 33, p. 793-796.
- Blundy, J., Cashman, K., Humphreys, M., 2006. Magma heating by decompression-driven crystallization beneath andesite volcanoes, *Nature*, v. 443, p. 76-80.
- Bogaerts, M., Scaillet, B., Vander Auwera, J., 2006. Phase equilibria of the Lyngdal granodiorite (Norway): Implications for the origin of metaluminous ferroan granitoids, *Journal of Petrology*, v. 47, p. 2405-2431.

- Boles, J.R., Landis, C.A., 1984. Jurassic sedimentary mélange and associated facies, Baja California, Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 513-521.
- Bonini, J.A., Baldwin, S.L., 1998. Mesozoic metamorphic and middle to late Tertiary magmatic events on Magdalena and Santa Margarita Islands, Baja California Sur, Mexico: Implications for the tectonic evolution of the Baja California continental borderland, *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, p. 1094-1104.
- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A., Cuney, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites, *Geology*, v. 20, p. 35-38.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J., Phinney, D.L., 1995. Experimental-Determination of Trace-Element Partitioning between Pargasite and a Synthetic Hydrous Andesitic Melt, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 135, p. 1-11.
- Brodie, K.H., 1991, Variation in amphibole and plagioclase composition with deformation, *Tectonophysics*, v. 78, p. 385- 402.
- Brown, M., 2004. The mechanism of melt extraction from lower continental crust of orogens, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, v. 95, p. 35-48
- Brown, M., Solar, G.S., 1998a. Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts, *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 211-227.
- Brown, M., Solar, G.S., 1998b. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens, *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 1365-1393.
- Brunet, F. Chazot, G., 2001. Partitioning of phosphorus between olivine, clinopyroxene and silicate glass in a spinel xenolith from Yemen, *Chemical Geology*, v. 176, p. 51-72.
- Buch, I.P., DeLattre, M.P., 1993. Permian and Lower Triassic stratigraphy along the 30th parallel, eastern Baja California Norte, Mexico; *in* Gastil, R.G., Miller, R.H., (eds.), *The prebatholithic stratigraphy of peninsular California*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 279, p. 77-90.
- Busby-Spera, C.J., 1988. Evolution of a Middle Jurassic back-arc basin, Cedros Island, Baja California: Evidence from a marine volcanoclastic apron, *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 218-233.
- Busby, C.J., 2004. Continental growth at convergent margins facing large ocean basins: a case study from Mesozoic Baja California, Mexico, *Tectonophysics*, v. 392, p. 241-277.
- Busby, C.J., Smith, D.P., Morris, W.R., Adams, B., 1998. Evolutionary model for convergent margins facing large ocean basins: Mesozoic Baja California (Mexico), *Geology*, v. 26, p. 227-230.
- Busby, C. J., Fackler Adams, B., Mattinson, J., De Oreo, S., 2006. View of an intact oceanic arc, from surficial to mesozonal levels: Cretaceous Alisitos Arc, Baja

- California, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 149, p.1-46.
- Camarena-García, M.A., 2006. Análisis morfológico y estructural de los complejos plutónicos de Baja California central a través de las técnicas de percepción remota (Tesis de Maestría), División de Ciencias de la Tierra, CICESE, 128 p.
- Carmichael, I.S.E., 2002. The andesite aqueduct: perspectives on the evolution of intermediate magmatism in west-central (105-99°W) Mexico, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 143, p. 641-663.
- Castro, A., 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review, *Geologische Rundschau*, v. 76, p. 101-124.
- Castro-Leyva, T.D.J., Delgado-Argote L.A., Garcia-Abdeslem J., 2001. Geología y magnetometría del complejo máfico-ultramáfico Puerto Nuevo en el área de San Miguel, Península de Vizcaíno, Baja California Sur, *GEOS*, v. 21, p. 3-21.
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., Gehrels, G., 2011. Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc, *Geological Society of America Bulletin*, v. 123, p. 1776-1797.
- Champallier, R., Bystricky, M., Arbaret, L., 2008. Experimental investigation of magma rheology at 300 MPa: From pure hydrous melt to 76 vol. % crystals, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 267, p. 571-583.
- Chappell, B.J., White, A.J.R., 1974. Two Contrasting Granite Types, *Pacific Geology*, v. 8, p. 173-174.
- Chávez-Cabello, G., Molina-Garza, R., Delgado-Argote, L., Contreras-Flores, R., Ramírez, E., Ortega-Rivera, A., Böhnell, H., Lee, J., 2006. Geology and paleomagnetism of El Potrero pluton, Baja California: Understanding criteria for timing of deformation and evidence of pluton tilt during batholith growth, *Tectonophysics*, v. 424, p. 1-17.
- Chen, Z., Jin, Z.-H., Johnson, S.E., 2011. Transient dike propagation and arrest near the level of neutral buoyancy, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 203, p. 81-86.
- Clemens, J.D., Mawer, C.K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation, *Tectonophysics*, v. 204, p. 339-360.
- Clemens, J.D., Petford, N., 1999. Granitic melt viscosity and silicic magma dynamics in contrasting tectonic settings, *Journal of the Geological Society*, v. 156, p. 1057-1060.
- Coleman, D.S., Gray, W., Glazner, A.F., 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California, *Geology*, v. 32, p. 433-436.

- Comisión de Estudios del Territorio Nacional (CETENAL), 1977a. Carta geológica escala 1:50000, Rosarito H11D69, México, D.F.: Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1 mapa.
- Comisión de Estudios del Territorio Nacional (CETENAL), 1977b. Carta geológica escala 1:50000, San Borja, H12C61, México, D.F.: Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1 mapa.
- Coney, P.J., Campa, M.F., 1984, Lithotectonic terrane map of Mexico: U.S. Geological Survey, Reporte abierto, p. 84-523.
- Costa, A., 2005. Viscosity of high cristal content melts: Dependence on solid fraction, *Geophysical Research Letters*, v. 32, L22308, DOI:10.1029/2005GL024303.
- Couch, R.W., Ness G.E., Sanchez-Zamora, O., Calderon-Riveroll, G., Doguin P., Plawman, T., Coperude, S., Huehn, B., Gumma, W., 1991. Gravity anomalies and crustal structure of the Gulf and Peninsular Province of the Californias; *en* Dauphin, J.P., Simoneit, B.R.T. (eds.), *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias*. American Association of Petroleum Geologist Memoir, v. 47, p. 25-45.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*, George Allen and Unwin, 450 p.
- Crawford, A.J., Falloon, T.J., Eggins S., 1987. The origin of island arc high-alumina basalts, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 97, p. 417-430.
- Critelli, S., Marsaglia, K.M., Busby, C.J., 2002. Tectonic history of a Jurassic backarc-basin sequence (the Gran Cañon Formation, Cedros Island, Mexico), based on compositional modes of tuffaceous deposits, *Geological Society of America Bulletin*, v. 114, p. 515-527.
- Cruden, A.R., 1988, Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere, *Tectonics*, v. 7, p. 1091-1101.
- Cruden, A.R., 1998. On the emplacement of tabular granites, *Journal of the Geological Society*, v. 155, p. 853-862.
- Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., 2001. Growth of Plutons by Floor Subsidence: Implications for Rates of Emplacement, Intrusion Spacing and Melt-Extraction Mechanism, *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth & Geodesy*, v. 26, p. 303-315.
- Cummins, W.A., 1962. The greywacke problem, *Geological Journal*, v. 3, p. 51-72.
- Daines, M.J., 2000. Migration of melt; *en* Sigurdsson, H., (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*, San Diego and London, Academic Press, p. 69-88.
- Dale, I.M. Henderson, P., 1972. The Partition of Transition Elements in Phenocryst-Bearing Basalts and the Implications about Melt Structure; *en* 24th International Geological Congress Section, v. 10, p. 105-111.

- DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1993. Foreland basin systems, *Basin Research*, v. 8, p. 105-123.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., Perrilliat, M.C., 2000. Geologic Reconnaissance of Bahía de los Angeles, Baja California, Central Gulf of California; *en* H. Delgado, H., Aguirre, G., Stock, J. (eds.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of México*, Geological Society of America Special Paper 334, p. 111-121.
- Delgado-Argote L.A., Peña-Alonso T.A., Ramirez Sanchez E.L., Böhnell, H., Molina-Garza, R., Ortega-Rivera, A., 2004. Rasgos estructurales y petrográficos de plutones localizados entre San Quintín y la sierra San Pedro Mártir, Baja California, México, *GEOS*, v. 24, p 14-29.
- Delgado-Argote L.A., Peña-Alonso, T.A., Weber, B., Molina-Garza, R., Böhnell, H., Valencia, V., Camarena-García, M.A., 2009. Ambientes y edades de emplazamiento de complejos plutónicos del margen SW del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México; *en* Simposio: El origen, naturaleza y evolución geológica del Terreno Guerrero y sus conexiones regionales, Geoguerrero, Taxco, Guerrero, México.
- Demouchy, S., Jacobsen, S.D., Gaillard, F., Stern, C.R., 2006. Rapid magma ascent recorded by water diffusion profiles in mantle olivine, *Geology*, v. 34, p. 429-432.
- 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.
- de Saint Blanquat, M., Horsman, E., Habert, G., Morgan, S., Vanderhaeghe, O., Law, R., Tikoff, B., 2011. Multiscale magmatic cyclicity, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs, *Tectonophysics*, v. 500, p. 20–33.
- Dickinson, W.R., 1978. Plate tectonic evolution of North Pacific rim, *Journal of Physics of the Earth*, v 26, S1-S19.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1142-1160.
- D’Lemos, R.S., Brown, M., Strachan, R.A., 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogeny, *Journal of Geological Society*, v. 149, p. 487-490.
- Dostal, J., Dupuy, C., Carron, J.P., Dekerneizon, M.L., Maury, R.C., 1983. Partition-Coefficients of Trace-Elements - Application to Volcanic-Rocks of St-Vincent, West-Indies, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 47, p. 525-533.
- Dudas, M.J., Schmitt, R.A. Harward, M.E., 1971. Trace element partitioning between volcanic plagioclase and dacitic pyroclastic matrix, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 11, p. 440-446.

- Dunn, T., Sen, C., 1994. Mineral/Matrix Partition-Coefficients for Ortho-Pyroxene, Plagioclase, and Olivine in Basaltic to Andesitic Systems - a Combined Analytical and Experimental-Study, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 717-733.
- Dzutynski, S., Walton, E.K., 1965. Sedimentary features of flysch and greywackes, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York, 274 p.
- Eby, G.N., 1990, The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis, *Lithos*, v. 26, p. 115-134.
- Eichhubl, P., Aydin, A., 2003. Ductile opening-mode fracture by pore growth and coalescence during combustion alteration of siliceous mudstone, *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 121-134.
- Einsele, G., 2000. *Sedimentary Basins - Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Springer, Heidelberg, Germany, 792 p.
- Elkins-Tanton, L.T., Grove, T.L., 2001. Hot, shallow mantle melting under the Cascades volcanic arc, *Geology*, v. 29, p. 631-634.
- Esperança, S., Carlson, R.W., Shirey, S.B., Smith, D., 1997. Dating crust-mantle separation: Re-OS isotopic study of mafic xenoliths from central Arizona, *Geology*, v. 25, p. 651-654.
- Evans, N.G., Gleizes, LeBlanc, Bouchez, 1998. Syntectonic emplacement of the Maladeta granite (Pyrenees) deduced from relationships between Hercynian deformation and contact metamorphism, *Journal of the Geological Society*, v. 155, p. 209-216.
- Ewart, A., Griffin, W.L., 1994. Application of Proton-Microprobe Data to Trace-Element Partitioning in Volcanic-Rocks, *Chemical Geology*, v. 117, p. 251-284.
- Ewart, A., Bryan, W.B., Gill, J.B., 1973. Mineralogy and Geochemistry of the Younger Volcanic Islands of Tonga, S. W. Pacific, *Journal of Petrology*, v. 14, p. 429-465.
- Fife, D.L., 1968. *Geology of the Bahia Santa Rosalia Quadrangle, Baja California, Mexico (Tesis de Maestría)*, San Diego State University, San Diego, 111 p.
- Foley, S.F., Barth, M.G., Jenner, G.A., 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 64, p. 933-938.
- Forsythe, L.M., Nielsen, R.L., Fisk, M.R., 1994. High-Field-Strength Element Partitioning between Pyroxene and Basaltic to Dacitic Magmas, *Chemical Geology*, v. 117, p. 107-125.
- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*, Cambridge University Press, Cambridge, 463 p.
- Fossen, H., Tikoff, B., 1993. The deformation matrix for simultaneous pure shear, simple shear, and volume change, and its application to transpression/transension tectonics, *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 413-425.

- Fossen, H., Tikoff, B., 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings; *en* Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F., (eds.), Continental Transpressional and Transtensional Tectonics, Geological Society, London, Special Publications, v. 135, p. 15-33.
- Fournelle, J., Marsh, B.D., 1991. Shishaldin Volcano: Aleutian high-alumina basalts and the question of plagioclase accumulation, *Geology*, v. 19, p. 234-237.
- Frisch, W., Meschede, M., Blakey, R.C., 2011. Plate Tectonics: Continental Drift and Mountain Building, Springer, London, 212 p.
- Frost, C.D., Frost, B.R., 1997. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection, *Geology*, v. 25, p. 647-650.
- Frost, B.R., Frost, C.D., 2008. A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks, *Journal of Petrology*, v. 49, p. 1955-1969.
- Frost, C.D., Frost, R.B., 2011. On Ferroan (A-type) Granitoids: their compositional variability and modes of origin, *Journal of Petrology*, v. 52, p. 39-53.
- Frost, B.R., Arculus, R.J., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification of granitic rocks, *Journal of Petrology*, v. 42, p. 2033-2048.
- Gaetani, G.A., Grove, T.L., 1997. Partitioning of moderately siderophile elements among olivine, silicate melt, and sulfide melt: Constraints on core formation in the Earth and Mars, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 61, p. 1829-1846.
- Gallahan, W.E., Nielsen, R.L., 1992. The Partitioning of Sc, Y, and the Rare-Earth Elements between High-Ca Pyroxene and Natural Mafic to Intermediate Lavas at 1-Atmosphere, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, p. 2387-2404.
- Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators, *Geology*, v. 17, p. 1144-1147.
- Gastil, R.G., 1983. Mesozoic and Cenozoic granitic rocks of southern California and western Mexico; *en* Roddick, J. A. (ed.), Circum-Pacific Plutonic Terranes. Geological Society of America, Memoir 159, p. 265-275.
- Gastil, R.G., 1993. Prebatholithic history of peninsular California; *en* Gastil, R.G., Miller, R.H. (eds.), The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 279, p. 145-156.
- Gastil, R.G., Girty, M.S., 1993. A reconnaissance U-Pb study of detrital zircon in sandstones of peninsular California and adjacent areas; *en* Gastil, R.G., Miller, R.H. (eds.), The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California, Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 279, p. 135-144.
- Gastil, R.G., Miller, R.H., 1984. Prebatholithic paleogeography of peninsular California and adjacent Mexico; *en* Grizzel, V.A., ed., Geology of the Baja California peninsula, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, p. 9-16.

- Gastil, R.G., Phillips, R.P., Allison, E.C., 1971. Reconnaissance geologic map of the State of Baja California, GSA Memoir, v. 140, p. 839-857.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P., Allison, E.C., 1975. Reconnaissance geology of the State of Baja California, Geological Society of America Memoir, v. 140, Boulder, Colorado, 170 p.
- Gastil, G., Morgan, G.J., Krummenacher, D., 1978. Mesozoic history of peninsular California and related areas east of the Gulf of California; *en* Howell, D.G., McDougall, K.A. (eds.), Mesozoic Paleogeography of the Western United States, Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, California, p.107-116.
- Gastil, R.G., Morgan, G.J., Krummenacher, D., 1981. Tectonic History of Peninsular California and Adjacent Mexico; *en* Ernst (ed.), The Tectonic Development of California, Freeman Press, San Francisco, p.284-306.
- Gastil, R.G., Diamond, C.K., Walawender, M.J., Marshal, M., Boyles, C., Chadwick, B., 1990. The problem of the magnetite/ilmenite boundary in southern and Baja California; *en* Anderson, J.L. (ed.), The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism, Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir 174, p. 19-32.
- Gehrels, G., Valencia, V., Pullen, A., 2006. Detrital Zircon Geochronology by Laser Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center; *en* Olszewski, T. (ed.), Geochronology: Emerging Opportunities: Paleontology Society Papers, v. 12, p. 67-76.
- Germinario, M., 1993. The early Mesozoic Julian Schist, Julian, California, *en* Gastil, R.G., Miller, R.H. (eds.), The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California, Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 279, p. 107-118.
- Gerya, T.V., 2011. Intra-oceanic Subduction Zones; *en* Brown, D., Ryan, P.D. (eds.), Arc-Continent Collision, Frontiers in Earth Sciences, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 23-51.
- Geshi, N., 2001. Melt segregation by localized shear deformation and fracturing during crystallization of magma in shallow intrusions of the Otoge volcanic complex, central Japan, Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 103, p. 285-300.
- Glazner, A.F., 2007. Thermal limitations on incorporation of wall rock into magma, Geology, v. 35, p. 319-322.
- Glazner, A.F., Bartley, J.M., 2006. Is stopping a volumetrically significant pluton emplacement process?, Geological Society of America Bulletin, v. 118, p. 1185-1195.
- Green, T.H., Pearson, N.J., 1987. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature, Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 51, p. 55-62.

- Green, T.H., Sie, S.H., Ryan, C.G., Cousens, D.R., 1989. Proton microprobe-determined partitioning of Nb, Ta, Zr, Sr and Y between garnet, clinopyroxene and basaltic magma at high pressure and temperature, *Chemical Geology*, v. 74, p. 201-216.
- Griffith, R.C., 1987, Geology of the southern Sierra Calamuje area: structural and stratigraphic evidence for latest Albian compression along a terrane boundary, Baja California, Mexico (Tesis de Maestría), San Diego State University, San Diego, California, 119 p.
- Griffith, R., Hoobs, J., 1993. Geology of the southern Sierra Calamajue, Baja California Norte, Mexico; *en*: Gastil, R.G., Miller, R.H. (eds.), The prebatholithic stratigraphy of peninsular California. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 279, p. 43-60.
- Gromet, L.P., 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. 77-125.
- Grove, T.L., 2000. Origin of magmas; *en* Sigurdson, H. (ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*, New York, Academic Press, p. 133-147.
- Grove, T.L., Elkins-Tanton, L.T., Parman, S.W., Chatterjee, N., Müntener, O., Gaetani, G.A., 2003. Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 145, p. 515-533.
- Grove, T.L., Chatterjee, N., Parman, S.W., Médard, E., 2006. The influence of H₂O on mantle wedge melting, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 249, p. 74-89.
- Hacker, B.R., Christie, J.M., 1990. Brittle/ductile and plastic/cataclastic transitions in experimentally deformed and metamorphosed amphibolites: *American Geophysical Union Monograph* 56, 127-147.
- Hammer, J.E., Rutherford, M.J., 2002. An experimental study of the kinetics of decompression-induced crystallization in silicic melt, *Journal of Geophysical Research*, v. 107(B1), DOI 10.1029/2001JB000281.
- Hart, S.R., Dunn, T., 1993. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 113, p. 1-8.
- Haskin, L.A., Frey, F.A., Schmitt, R.A., Smith, R.H., 1966. Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distributions, *Physical and Chemical Earth*, v. 7, p. 167-321.
- Haskin, L., Haskin, M., Frey, F., Wildeman, T., 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths, *en* Ahrens L. (ed.), *Origin and Distribution of the Elements*, Oxford, Pergamon Press, p. 889-912.
- Hauri, E.H., Wagner, T.P., Grove, T.L., 1994. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts, *Chemical Geology*, v. 117, p. 149-166.
- Hibbard, M.J., 1995. *Petrography to Petrogenesis*, Prentice Hall. 587 p.

- Hibbard, M.J. Watters, R.J., 1985. Fracturing and diking in incompletely crystallized granitic plutons, *Lithos*, v. 18, p. 1-12.
- Hickey, J., 1984. Stratigraphy and composition of a Jura-Cretaceous volcanic arc apron, Punta Eugenia, Baja California Sur, Mexico; *en* Frizzell, V.A., Jr., (ed.). *Geology of the Baja California peninsula: Field Trip Guidebook-Pacific Section*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, v. 39, p. 149-160.
- Hildreth, W., 2004. Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Moho craters: several contiguous but discrete systems, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 136, p. 169-198.
- Higuchi, H., Nagasawa, H., 1969. Partition of trace elements between rock-forming minerals and the host volcanic rocks, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 7, p. 281-287.
- Hirth, G., Tullis, G., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates, *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 145-159.
- Holtzman, B.K., Groebner, N.J., Zimmerman, M.E., Ginsberg, S.B., Kohlstedt, D.L., 2003. Stress-driven melt segregation in partially molten rocks, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4, 8607.
- Hongo, Y., Obata, H., Gamo, T., Nakaseama, M., Ishibashi, J., Konno, U., Saegusa, S., Ohkubo, S., Tsunogai, U., 2007. Rare Earth Elements in the hydrothermal system at Okinawa Trough back-arc basin, *Geochemical Journal*, v. 41, p. 1-15.
- Hurtado-Brito, J.C., 2012. Registro volcánico de las cuencas rift del norte del Golfo de California a partir de sísmica de reflexión (Tesis de Maestría), División de Ciencias de la Tierra, CICESE, 101 p.
- Hutton, D.H.W., Dempster, T.J., Brown, P.E., Becker, S.D., 1990. A new mechanism of granite emplacement – intrusion in active extensional shear zones, *Nature*, v. 343, p. 452-455.
- Hyndman, R.D., Currie, C.A., Mazzoti, S.P., 2005. Subduction zone backarcs, mobile belts, and orogenic heat, *GSA Today*, v. 15, p. 4-10.
- Icenhower, J.P., London, D., 1995. An experimental study of element partitioning among biotite, muscovite and coexisting peraluminous silicic melt at 200 MPa (H₂O), *American Mineralogist*, v. 80, p. 1229-1251.
- Irving, A.J., Frey, F.A., 1978. Distribution of Trace-Elements between Garnet Megacrysts and Host Volcanic Liquids of Kimberlitic to Rhyolitic Composition, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 42, p. 771-787.
- Jenner, G.A., Foley, S.F., Jackson, S.E., Green, T.H., Fryer, B.J., Longrich, H.P., 1994. Determination of partition coefficients for trace elements in high pressure-temperature experimental run products by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS), *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 57, p. 5099-5103.

- Jicha, B.R., Singer, B.S., Brophy, J.G., Fournelle, J.H., Johnson, C.M., Beard, B.L., Lapen, T.J., and Mahlen, N.J., 2004. Variable Impact of the Subducted Salb on Aleutian Island Arc Magma Sources: Evidence from Sr, Nd, Pb, and Hf Isotopes and Trace Element Abundances, *Journal of Petrology*, v. 45, p. 1845-1875.
- John, B.E., Stunitz, H., 1997. Evidence for magma fracturation and small scale melt segregation during pluton emplacement; *en* *Granites: from Segregation of Melt to Emplacement Fabric*. Bouchez, J.L., Hutton, D.H., and Stehpens, E.S. (eds.), Bordrecht, Kluwer Academics, p. 55-75.
- Johnson, S.E., Tate, M.C., Fanning, C.M., 1999, New geological and SHRIMP U-Pb zircon data in the Peninsular Ranges batholith, Baja California, México: Evidence for a suture?, *Geology*, v. 27, p. 743-746.
- Johnson, S.E., Schmidt, K.L. and Tate, M.C., 2002. Ring complexes in the Peninsular Ranges Batholith, Baja California, México and southern California, USA: middle- to upper-crustal magma plumbing systems, *Lithos*, v. 61, p. 187-208.
- Juárez-Rueda, P., 2008, Análisis comparativo entre estructuras magmáticas y tectónicas de tres plutones del centro de la península de Baja California (paralelo 28.5°) para definir su historia de emplazamiento. Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero, 52 p.
- Kato, T., Ringwood, A.E., Irifune, T., 1988. Experimental-Determination of Element Partitioning between Silicate Pervoskites, Garnets and Liquids - Constraints on Early Differentiation of the Mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 89, p. 123-145.
- Kawakatsu H., Watada, S., 2007. Seismic evidence for deep-water transportation in the mantle, *Nature*, v. 316, p. 1468-1471.
- Kelemen, P.B., Dunn, J.T., 1992. Depletion of Nb relative to other highly incompatible elements by melt/rock reaction in the upper mantle, *EOS, Transactions of the American Geophysical Union*, v. 73, p. 656-657.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N., Dunn, T., 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 120, p. 111-134.
- Kelemen, P.B., Dick, H.J.B., 1995. Focused melt flow and localized deformation in the upper mantle: Juxtaposition of replacive dunite and ductile shear zones in the Josephine peridotite, SW Oregon, *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 423-438.
- Kelley, S.P., Wartho, J-A., 2000. Rapid kimberlite ascent and the significance of Ar-Ar ages in xenolith phlogopites, *Science*, v. 289, p. 609-611.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M., Whitehouse, M.J., 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon, *Science*, v. 315, p. 980-983.

- Kilmer, F.H., 1977. Reconnaissance geology of Cedros Island, Baja California, Mexico, *Southern California Academy of Science Bulletin*, v. 76, p. 91–98.
- Kilmer, F. H., 1979. A geological sketch of Cedros Island, Baja California, Mexico. *En: Abbott, P. L., Gastil, R. G., (eds.). Baja California Geology, Field Guides and Papers, San Diego State University, San Diego, California, p. 11-28.*
- Kimbrough, D.L., Hickey, J.J., Tosdal, R.M., 1987. U-Pb ages of granitoid clasts in upper Mesozoic arc-derived strata of the Vizcaino Peninsula, Baja California, Mexico, *Geology*, v. 15, p. 26-29.
- Kimbrough, D.L., Moore, T.E., 2003. Ophiolite and volcanic arc assemblages on the Vizcaino Peninsula and Cedros Island, Baja California Sur, Mexico: Mesozoic forearc lithosphere of the Cordilleran magmatic arc; *en Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., and Martin-Barajas, A. (eds.), Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA, Geological Society of America Special Paper 374. p. 43-72.*
- Klein, M., Stosch, H.G., Seck, H.A., 1997. Partitioning of high field-strength and rare-earth elements between amphibole and quartz-dioritic to tonalitic melts: An experimental study, *Chemical Geology*, v. 138, p. 257-271.
- Kohlstedt, D.L., Holtzman, B.K., 2009. Shearing Melt Out of the Earth: An Experimentalist's Perspective on the Influence of Deformation on Melt Extraction, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 37, p. 561- 593.
- Krummenacher, D., Gastil, R.G., Bushee, J., and Doupont, J., 1975. K-Ar apparent ages, Peninsular Ranges batholith, southern California and Baja California, *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, p. 760-768.
- LaGabrielle, Y., Pelletier, B., Cabioch, G., Régnier, M., Calmant, S., 2003. Coseismic and long-term vertical displacement due to back arc shortening, central Vanuatu: Offshore and onshore data following the Mw 7.5, 26 November 1999 Ambrym earthquake, *Journal of Geophysical Research*, v. 108(B11), 2519, doi:10.1029/2002JB002083
- Langenheim, V.E., Jachens, R.C., 2003. Crustal structure of the Peninsular Ranges batholith from magnetic data: Implications for Gulf of California rifting, *Geophysical Research Letters*, v. 30, doi:10.1029/2003GL017159.
- Larsen, E.S., 1948. Batholith and Associated Rocks of Corona, Elsinore and San Luis Rey Quadrangles Southern California, *Geological Society of America Memoirs* 29, 182 p.
- Latourrette, T.Z., Burnett, D.S., Bacon, C.R., 1991. Uranium and Minor-Element Partitioning in Fe-Ti Oxides and Zircon from Partially Melted Granodiorite, Crater Lake, Oregon, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 457-469.

- LeBas, M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A., Zanetti, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkalisilica diagram, *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-750.
- Leier-Engelhardt, P., 1993. Middle Paleozoic strata of the Sierra Las Pintas, northeastern Baja California Norte, Mexico; *en* Gastil, R.G., Miller, R.H. (eds.), *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*, Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 279, p. 23-41.
- Lejeune, A-M., Richet, P., 1995. Rheology of crystal-bearing silicate melts: An experimental study at high viscosities, *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 4215-4229.
- LeMaitre, R. W., 2002. *Igneous rocks, a classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. 2da edición, Cambridge University Press.
- Lemarchand, F., Benoit, V., Calais, G., 1987. Trace element distribution coefficients in alkaline series, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 1071-1081.
- Ludwig, K.J., 2003. *Isoplot ver. 3.00*, Berkeley, Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4, 70 p.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1980. The Colima volcanic complex, Mexico. I: post-caldera andesites from Volcan Colima, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 71, p. 343-372.
- Maccaferri, F., Bonafede, M., Rivalta, E., 2011. A quantitative study of the mechanisms governing dike propagation, dike arrest and sill formation, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 208, p. 39-50.
- Mackenzie, W.S, Donaldson, C.H., and Guilford, C., 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*, Logmann House, Burnt Mill, Harlow, Essex. 148 p.
- Mahan, K.H., Bartley, J.M., Coleman, D.S., Glazner, A.F., Carl, B.S., 2003. Sheeted intrusion of the synkinematic McDoogie pluton, Sierra Nevada, California, *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, p. 1570-1582.
- Mainprice, D., Bouchez, J.L., Blumenfeld, P., Tubia, J.M., 1986. Dominant c slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature, *Geology*, v. 14, p. 819-822.
- Mao, J., Li, Z., Zhao X., Zhou, J., Ye, H., Zeng Q., 2010. Geochemical characteristics, cooling history and mineralization significance of Zhangtiantang pluton in South Jiangxi Province, P.R. China, *Chinese Journal of Geochemistry*, v. 29, p. 53-64.
- Marsh, B.D., 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting: *American Journal of Science*, v. 282, p. 808-855.
- Marsh, B.B., 1988. On Convective Style and Vigor in Sheet-like Magma Chambers, *Journal of Petrology*, v. 30, p. 479-530.

- Marsh, B.D., 1989. Magma chambers, *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v. 17, p. 439-474.
- Martel, C., Schmidt, B.C., 2003. Decompression experiments as an insight into ascent rates of silicic magmas, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 144, p. 397-415.
- Masberg, H.P., Hoffer, E., Hoernes, S., 1992. Microfabrics indicating granulite-facies metamorphism in the low-pressure central Damara Orogen, Namibia, *Precambrian Research*, v. 55, p. 243-257.
- Matsui, Y., Onuma, N., Nagasawa, H., Higuchi, H., Banno, S., 1977. Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma, *Tectonics*, v. 100, p. 315-324.
- Matzel, J.E.P., Bowring, S.A., Miller, R.B., 2006. Time scales of pluton construction at differing crustal levels: Examples from the Mount Stuart and Tenpeak intrusions, North Cascades, Washington, *Geological Society of America Bulletin*, v. 118, p. 1412-1430.
- McCaffrey, K.J.W., and Petford, N., 1997. Are granitic intrusions scale invariant?, *Journal of the Geological Society*, v. 154, p. 1-4.
- McCallum, I.S., Charette, M.P., 1978. Zr and Nb partition coefficients: implications for the genesis of mare basalts, krep, and sea floor basalts, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 42, p. 859-869.
- McDougall, I., 1962. Differentiation of the Tasmanian dolerites: Red Hill dolerite-granophyre association, *Geological Society of America Bulletin*, v. 73, p. 279-316.
- McKenzie, D., 1984. The generation and compaction of partially molten rock, *Journal of Petrology*, v. 25, p. 713-765.
- McKenzie, D., 2000. Constrains on melt generation and transport from U-series activity ratios, *Chemical Geology*, v. 162, p. 81-94.
- McKenzie, D., O'Nions, R.K., 1991. Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations, *Journal of Petrology*, v. 32, p. 1021-1091.
- McLellan, E.L., 1988. Migmatite structures in the Central Gneiss Complex, Boca de Quadra, Alaska, *Journal of Metamorphic Geology*, v. 6, p. 517-542.
- Menand, T., 2011. Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: A review, *Tectonophysics*, v. 500, v. 11-19.
- Michel, J., Baumgartner, L., Putlitz, B., Schaltegger, U., Ovtcharova, M., 2008. Incremental growth of the Patagonian Torres del Paine laccolith over 90 k.y., *Geology*, v. 36, p. 459-462.
- Middlemost, E.A.K., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks, *Chemical Geology*, v. 77, p. 19-26.
- Middleton, G.V., 1960. Chemical compositions of sandstones, *Geological Society of America Bulletin*, v. 71, p. 1011-1026.

- Miller, J.S., 2008. Assembling a pluton...one increment at a time, *Geology*, v. 36, p. 511-512.
- Miller, R.B., Paterson, S.R., 1999. In defense of magmatic diapirs, *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 1161-1173.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins, *American Journal of Science*, v. 274, p. 321-355.
- Miyashiro, A., 1975. Volcanic rock series and tectonic setting, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 3, p. 251-269.
- Moore, T.E., 1984. Sedimentary facies and composition of Jurassic volcanoclastic turbidites at Cerro El Calvario, Vizcaíno Península, Baja California Sur, México, *en* Frizzel, V.A., Jr. (ed.), *Geology of the Baja California peninsula: Field Trip Guidebook – Pacific Section*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Pacific Section, v. 39, p. 131-148.
- Moore, T.E., 1985. Stratigraphic and tectonic significance of the Mesozoic tectonostratigraphic terranes of the Vizcaíno peninsula, Baja California Sur, Mexico; *en* Howell, D.G. (ed.), *Tectonostratigraphic terranes of the circum-Pacific region: Houston, Texas*, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, p. 315-329.
- Murray, J.D., 1978. The structure and petrology of the San José pluton, Northern Baja California, México (Tesis de Doctorado), California Institute of Technology, Pasadena, California, 709 p.
- Mysen, B.O., Virgo, D., Seifert, F.A., 1982, The structure of silicate melts: Implications for chemical and physical properties of natural magma, *Reviews of Geophysics.*, v. 20, p. 353-383.
- Nabelek, P.I., Whittington, A.G., Sirbescu, M-L.C., 2009. The role of H₂O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts, *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Versión en línea. DOI: 10.1007/s00410-009-0479-1.
- Nagasawa, H., Schnetzler, C.C., 1971. Partitioning of rare Earth, alkali, and alkaline Earth elements between phenocrysts and acidic igneous magmas, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 35, p. 953-968.
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757-775.
- Naylor, M., Sinclair, H.D., 2007. Punctuated thrust deformation in the context of doubly vergent thrust wedges: Implications for the localization of uplift and exhumation, *Geology*, v. 35, p. 559 -562.
- Naylor, M., Sinclair, H.D., 2008. Pro- vs. retro-foreland basins, *Basin Research*, v. 20, p. 285-303.

- Nicolas, A., Ildefonse, B., 1996, Flow mechanism and viscosity in basaltic magma chambers, *Geophysical Research Letters*, v. 23, p. 2013-2016.
- Nielsen, R.L., 1992. BIGD: a FORTRAN program to calculate trace-element partition coefficients for natural mafic and intermediate composition magmas, *Computers and Geosciences*, v. 18, p. 773-788.
- Nielsen, R.L., Beard, J.S., 2000. Magnetite-melt HFSE partitioning, *Chemical Geology*, v. 164, p. 21-34.
- Nielsen, R.L., Gallahan, W.E., Newberger, F., 1992. Experimentally determined mineral-melt partition coefficients for Sc, Y and REE for olivine, orthopyroxene, pigeonite, magnetite and ilmenite, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 110, p. 488-499.
- Oberti, R., Vannucci, R., Zanetti, A., Tiepolo, M., Brumm, R., 2000. A crystal chemical re-evaluation of amphibole/clinopyroxene DTi values in perthogenic studies, *American Mineralogist*, v. 85, p. 407-419.
- Ochs III, F.A., Lange, R.A., 1999. The Density of Hydrous Magmatic Liquids, *Science*, v. 283, p. 1314-1317.
- Okamoto, K., 1979. Geochemical study on magmatic differentiation of Asama Volcano, central Japan, *Journal of the Geological Society of Japan*, v. 85, p. 525-535.
- Ortega-Rivera, M.A., Farrar, E., Hanes, J.A., Archibald, D.A., Gastil, R.G., Kimbrough, D.L., Zentilli, M., López-Martínez, M., Féraud, G., Ruffet, G., 1997. Chronological constraints on the thermal and tilting history of the Sierra San Pedro Mártir pluton, Baja California, México, from U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and fission-track geochronology, *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 728-745.
- Palme, H., O'Neill, H.St.C., 2003. Cosmochemical estimates of mantle composition, en Carlson, R.W. (ed.), *Treatise of geochemistry, The mantle and core*, Amsterdam, Elsevier, p. 1-38.
- Park Y., Means D., 1996. Direct observation of deformation processes in crystal mushes, *Journal of Structural Geology*, v. 18, p. 847-858.
- Parsons T., Thompson, G.A., 1991. The role of magma overpressure in suppressing earthquakes and topography: Worldwide examples, *Science*, v. 253, p. 1399-1402.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*, Springer, 366 p.
- Paster, T.P., Schauwecker, D.S., Haskin, L.A., 1974. The behavior of some trace elements during solidification of the Skaergaard layered series, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 1549-1577.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H., 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.

- Patiño Douce, A., 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids, *Geology*, v. 25, p. 743-746.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks, *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- Pearce, J.A., Stern, J.R., Bloomer, S.H., Fryer, P., 2005. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 6, no. 7.
- Pedersen, A.K., 1979. Basaltic Glass with High-Temperature Equilibrated Immiscible Sulfide Bodies with Native Iron from Disko, Central West Greenland, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 69, p. 397-407.
- Peña-Alonso, T.A., Delgado-Argote, L.A., Weber, B., Velasco-Tapia, F., Valencia, V., 2012. Geology and emplacement history of the Nuevo Rosarito plutonic suite in the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 29, p. 1-23.
- Peslier, A.H., Luhr, J.F., 2006. Hydrogen loss from olivine in mantle xenoliths from Simcoe (USA) and Mexico: Mafic alkalic magma ascent rates and water budget of the sub-continental lithosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 242, p. 302-319.
- Petford, N., 2003. Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement, *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v. 31, p. 399-427.
- Petford, N., Kerr, R.C., Lister, J.R., 1993. Dike transport of granitoid magmas, *Geology*, v. 21, p. 845-848.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.-L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust, *Nature*, v. 408, p. 669-673.
- Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks: *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 597-608.
- Phillips, J.R., 1993. Stratigraphy and structural setting of the mid-Cretaceous Olvidada Formation, Baja California Norte, Mexico; *en*: Gastil, R.G., Miller, R.H. (eds.). The prebatholithic stratigraphy of peninsular California. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, v. 279, p. 97-106.
- Philpotts, J.A., Schnetzler, C.C., 1970. Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 34, p. 307-322.
- Pinkerton, H., y Stevenson, R.J., 1992. Methods of determining the rheological properties of magmas at sub-liquidus temperatures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 53, p. 47-66.

- Pitcher, W.S., 1979. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas, *Journal of the Geological Society*, v. 136, p. 627-662.
- Price, N.J. Cosgrove, J.W., 1991. *Analysis of geological structures*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 502 p.
- Pollard, D.D., Segall, P., Delaney, P.T., 1982. Formation and interpretation of dilatant echelon cracks, *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 1291-1303.
- Pryer, Lynn L., and Robin, Pierre-Yves F., 1995. Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite, *Journal of Metamorphic Geology*, v. 14, p. 645-658.
- Rabinowicz, M., Vigneresse, J.L., 2004. Melt segregation under compaction and shear channeling: Application to granitic magma segregation in a continental crust. *Journal of Geophysical Research*, v. 109, B04407, DIO: 10.1029/2002JB002372.
- Rangin, C., 1978, Speculative model of Mesozoic geodynamics, central Baja California to northeastern Sonora (Mexico), *en*: Howell, D.G., and Mc-Dougall, K.A., eds., *Mesozoic paleogeography of the western United States: Pacific Section*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Coast Paleogeography Symposium 2, p. 85-106.
- Rapp R.P., Watson B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-26 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling, *Journal of Petrology*, v. 36, p. 891-931.
- Reid, F., 1983. Origin of the Rhyolitic Rocks of the Taupo Volcanic Zone, New-Zealand, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 15, p. 315-338.
- Rendón-Márquez, G., 1995, Técnicas petrográficas para el estudio de rocas y sedimentos en el laboratorio de petrología de CICESE: Ensenada, Baja California, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Comunicaciones Académicas, Reporte Técnico, 33 p.
- Ronov, A.B., Yaroshevskiy, A.A., 1976. A new model for the chemical structure of the Earth's crust, *Geochemistry International*, v. 13, p. 89-121.
- Rubbato, D., 2002. Zircon trace element geochemistry; partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism, *Chemical Geology*, v. 184, p. 123-138.
- Saleeby, J.B., Busby-Spera, C., 1992. Early Mesozoic tectonic evolution of the western U.S. Cordillera: *en* Burchfiel, B.C., Lipman, P.W., Zoback, M.L. (eds.), *The Cordilleran orogen: conterminous U.S.*, Boulder, Colorado, Geological Society of America, *Geology of North America*, v. G-3, p. 107-168.
- Sawyer, E.W., 2001. Melt segregation in the continental crust: Distribution and movement of melt in anatectic rocks, *Journal of Metamorphic Geology*, v. 19, p. 291-309.
- Sawyer, E.W., 2008. *Atlas of migmatites*, The Canadian Mineralogist Special Publication 9, Mineralogical Association of Canada, Quebec, NRC Research Press, Ottawa, 371 p.

- Scaillet B., Holtz, F., Pichavant, M., 1998. Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas 1. Volcanic-plutonic comparison, *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 27257-27266.
- Schmidt, M.W., Poli, S., 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 163, p. 361-379.
- Schmidt, K.L., 2000, Investigation of arc processes: Relationships among deformation, magmatism, mountain building, and the role of crustal anisotropy in the evolution of the Peninsular Ranges batholith, Baja California (Tesis de Doctorado), Los Angeles, University of Southern California, 310 p.
- Schmidt, K.L., 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, 1050, doi:10.1029/2001TC001353.
- Schmidt, K.L., Wetmore, P.H., Johnson, S.E., Paterson, S.R., 2002. Controls on orogenesis along an ocean-continent margin transition in the Jura-Cretaceous Peninsular Ranges batholith, in Barth, A. (ed.), *Contributions to Crustal Evolution of the Southwestern United States: Boulder, Colorado*, Geological Society of America Special Paper 365, p. 49-71.
- Schmidt, K. L., Paterson, S. R., Blythe, A. E., Kopf, C., 2009, Mountain building across a lithospheric boundary during arc construction: The Cretaceous Peninsular Ranges batholith in the Sierra San Pedro Martir of Baja California, Mexico, *Tectonophysics*, v. 477, p. 292-310.
- Schmitt, W., Palme, H., Wanke, H., 1989. Experimental-Determination of Metal Silicate Partition-Coefficients for P, Co, Ni, Cu, Ga, Ge, Mo, and W and Some Implications for the Early Evolution of the Earth, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, p. 173-185.
- Schultz, R.A., Fossen, H., 2008. Terminology for structural discontinuities, *AAPB Bulletin*, v. 92, p. 853-867.
- Sedlock, R.L., 2003a. Geology and tectonics of the Baja California Peninsula and adjacent areas, *en* Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., and Martin-Barajas, A. (eds.), *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA*. Geological Society of America Special Paper, v. 374, p. 43-72.
- Sedlock, R.L., 2003b. Four phases of Mesozoic deformation in the Sierra de San Andres ophiolite, *en* Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., and Martin-Barajas, A. (eds.), *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA*, Geological Society of America Special Paper, v. 374, p. 73-92.
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relations to Ore-deposits*, J. Wiley, New York. 444 p.

- Shaw, C.S.J., Heidelbach, F., Dingwell, D.B., 2006. The origin of reaction textures in mantle peridotite xenoliths from Sal Island, Cape Verde: the case for "metasomatism" by the host lava, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 151, p. 681-697.
- Shaw, S.E., Todd, V.R., Grove, M., 2003. Jurassic peraluminous gneissic granites in the axial zone of the Peninsular Ranges, southern California; *en*: Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., and Martin-Barajas, A. (eds.). *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA*. Geological Society of America Special Paper, v. 374, p. 157-183.
- Shaw, C.S.J., Heidelbach, F., Dingwell, D.B., 2006. The origin of reaction textures in mantle peridotite xenoliths from Sal Island, Cape Verde: the case for "metasomatism" by the host lava, *Contributions of Mineralogy and Petrology*, v. 151, p. 681-697.
- Silver, E.A., Reed, D., McCaffrey, R., 1983. Back arc thrusting in the eastern Sunda Arc, Indonesia: A consequence of arc-continent collision, *Journal of Geophysical Research*, v. 88, p. 7429-7448.
- Silver, L.T., 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*, v. 79, p. 105-121.
- Silver, L.T., Allen, C.R., Stehle, F.G., 1969, Geological and geochronological observations on a portion of the Peninsular Range batholith of northwestern Baja California, Mexico (abs.), *Geological Society of America Special Paper* 121, p. 279-280.
- Silver, L.T., Taylor, H.P., Chappell, B.W., 1979. Some petrological, geochemical, and geochronological observations of the Peninsular Ranges batholith near the International border of the U.S.A. and Mexico, *en*: Abbott, P.L., Todd, V.R., (eds.), *Mesozoic Crystalline Rocks*, Geological Society of America, Annual Meeting Guidebook, p. 83-110.
- Sirbescu, M-L.C., Nabelek, P.I., 2003, Crustal melts below 400 °C, *Geology*, v. 31, p. 685-688.
- Sisson, T.W., 1994. Hornblende-Melt Trace-Element Partitioning Measured by Ion Microprobe, *Chemical Geology*, v. 117, p. 331-344.
- Skjerlie, K.P., Johnson, A.D., 1992. Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: Implications for the generation of A-type granites, *Geology*, v. 20, p. 263-266.
- Skulski, T., Minarik, W., Watson, E.B., 1994. High-Pressure Experimental Trace-Element Partitioning between Clinopyroxene and Basaltic Melts, *Chemical Geology*, v. 117, p. 127-147.

- Sobolev, A.V., Migdisov, A.A., Portnyagin, M.V., 1996. Incompatible element partitioning between clinopyroxene and basalt liquid revealed by the study of melt inclusions in minerals from Troodos lavas, Cyprus, *Petrology*, v. 4, p. 307-317.
- Spera, F.J., 2000. Physical properties of magmas, en: Sigurdson, H. (ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*, New York: Academic Press, p. 171-190.
- Spiegelman, M., Kelemen, P.B., 2003. Extreme chemical variability as a consequence of channelized melt transport. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4, doi:10.1029/2002GC000336.
- Stacey, J.S.K., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221.
- Stern, R.J., Fouch, M.J., Klemperer, S., 2003. An overview of the Izu-Bonin-Mariana subduction factory, en: Eiler, J. (ed.), *Inside the Subduction Factory*, v. 138, American Geophysical Union, Geophysical Monograph, Washington DC, p. 175-222.
- Stern, R.J., 2002, Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, v. 40, p. 1-38.
- Stern, R.J., 2004, Subduction initiation: Spontaneous and induced, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 226, p. 275-292.
- Stipp, M., Stunitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonalite fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C, *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1861-1884.
- Stipp, M., Tullis, J., Scherwath, M., Behrmann, J.H., 2010. A new perspective on paleopiezometry: Dynamically recrystallized grain size distribution indicate mechanism changes, *Geology*, v. 38, p. 759-762.
- Stolper, E., Walker, D., 1980, Melt Density and the Average Composition of Basalt, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 74, p. 7-12
- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name, *Earth Science Reviews*, v. 12, p. 1-33.
- Suárez, G., Pardo, M., Domínguez, J., Ponce, L., Montero, W., Boschini, I., Rojas, W., 1995, The Limón, Costa Rica earthquake of April 22, 1991: Back arc thrusting and collisional tectonics in a subduction environment, *Tectonics*, v. 14, p. 518-530.
- Symons, D. T. A., Walawender, M. J., Smith, T. E., Molnar, S. E., Harris, M. J., Blackburn, W. H., 2003. Paleomagnetism and geobarometry of the La Posta pluton, California; en: Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., Martin-Barajas, A. (eds.), *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA*, Geological Society of America Special Paper, v. 374, p. 135-155.
- Takada, A., 1989. Magma transport and reservoir formation by a system of propagating cracks, *Bulletin of Volcanology*, v. 52, p. 118-126.

- Tardy M., Lapierre, H., Freydier, C. Coulon, C., Gill, J.-B., Mercier de Lepinay, B., Becka, C., Martinez, J. Talavera, O., Ortiz H., Stein, G., Bourdier, J.-L., Yta, M., 1994, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous, *Tectonophysics*, v. 230, p. 49-73.
- Tarney, J., Jones, C.E., 1994. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models, *Journal of the Geological Society*, v. 151, p. 855-868.
- Tate, M.C., Norman, D.C., Johnson, S.E., Fanning, C.M., and Anderson, J.L., 1999. Generation of Tonalite and Trondhjemite by Subvolcanic Fractionation and Partial Melting in the Zarza Intrusive Complex, Western Peninsular Ranges Batholith, Northwestern Mexico, *Journal of Petrology*, v. 40, p. 983-1010.
- Tate, M.C., Johnson, S.E., 2000. Subvolcanic and Deep-Crustal Tonalite Genesis beneath the Mexican Peninsular Ranges, *Journal of Geology*, v. 108, p. 721-728.
- ten Brick, U.S., Marshak, S., Granja-Bruña, J-L., 2009. Bivergent thrust wedges surrounding oceanic island arcs: Insight from observations and sandbox models of the northeastern Caribbean plate, *GSA Bulletin*, v. 121, p. 1522-1536.
- Tikoff, B., Teyssier, C., 1992. Crustal-scale, en echelon 'Pshear' tensional bridges: a possible solution to the batholithic room problem, *Geology*, v. 20, p. 927-930.
- Tikoff, B., Greene, D., 1997. Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California, *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 29-39.
- Todd, V.R., Shaw, S.E., 1985. S-type granitoids and an I-S line in the Peninsular Ranges batholith, southern California, *Geology*, v. 13, p. 231-233.
- Tollstrup, D.L., Gill J.B., 2005. Hafnium systematic of the Mariana arc: Evidence for sediment melt and residual phases, *Geology*, v. 33, p. 737-740.
- Torres-Carrillo, X.G., 2010, Análisis geológico del complejo plutónico San Jerónimo, al sur del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México (Tesis de Maestría), Ensenada, Baja California, CICESE, 107 p.
- Torres-Carrillo, X.G., Delgado-Argote, L.A., Espinosa-Cardena, J.M., Romo-Jones, J.M., 2011, Análisis geológico y aeromagnético de las concentraciones anómalas de Fe en el plutón San Jerónimo en el Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 63, p. 487-501.
- Tribe, I.R., D'Lemos, R.S., 1996. Significance of a hiatus in down-temperature fabric development within syn-tectonic quartz diorite complexes, Channel Islands, UK. *Journal of the Geological Society, London*, v. 153, p. 127-138.
- Tullis, J., Stünitz, H., Teyssier, C., Heilbronner, R., 2000. Deformation Microstructures in Quartzofeldspathic Rocks, en: *Stress, Strain and Structure*, Jessell, M.W., Urai J.L (eds.), *Journal of the Virtual Explorer*, v. 2.

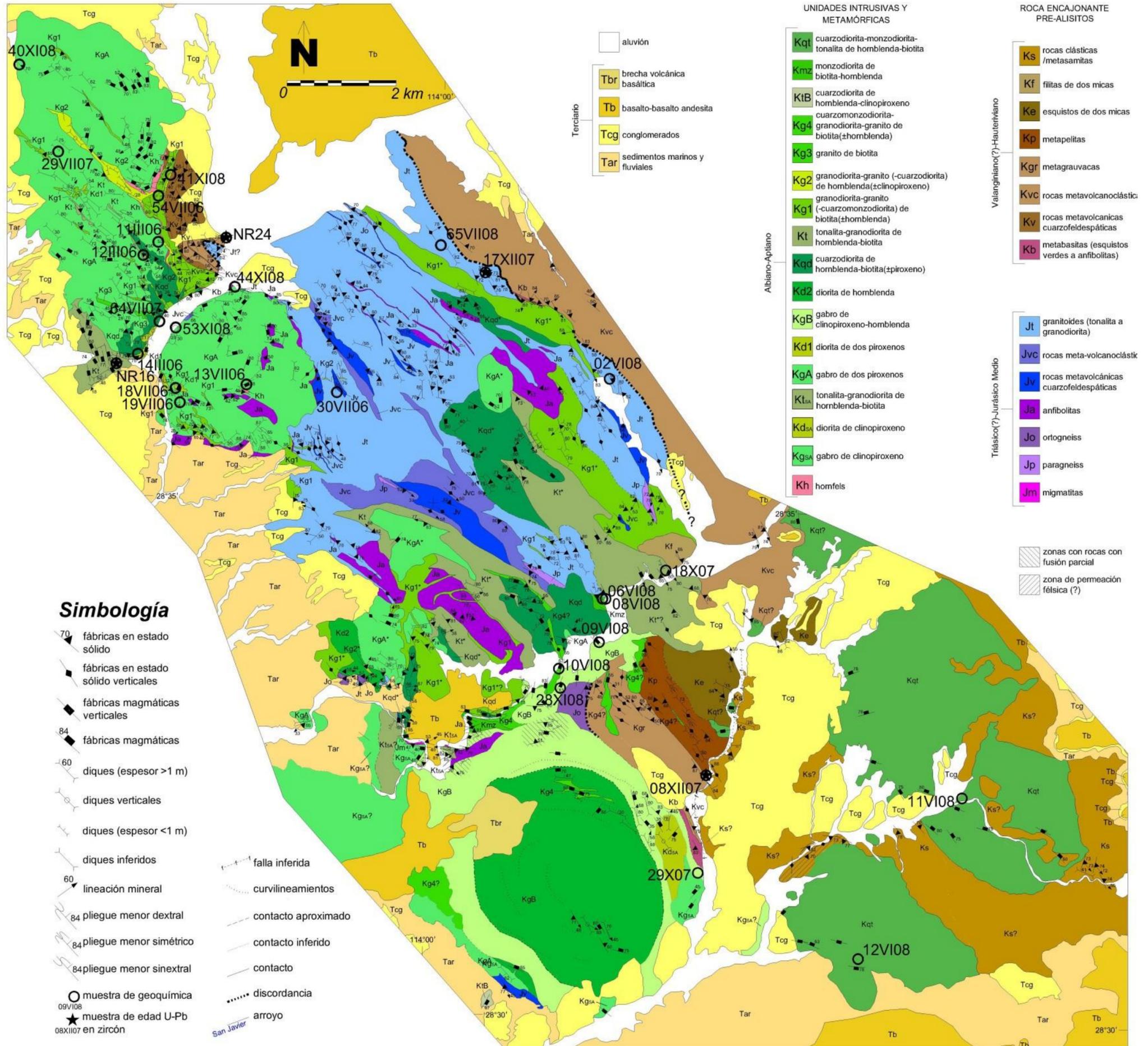
- Turner, S., Evans, P., Hawkesworth, C., 2001. Ultrafast source-to-surface movement of melt at island arcs from ^{226}Ra - ^{230}Th systematic, *Science*, v. 292, p. 1363-1366.
- Turner, S., Costa, F., 2007. Measuring timescales of magmatic evolution, *Elements*, v. 3, p. 267-272.
- Valencia V.A., Barra F., Weber B., Ruiz J., Geherls G., Chesley J., Lopez Martinez M. 2006. Re-Os and U-Pb geochronology of the El Arco Porphyry copper deposit, Baja California Mexico, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, p. 39-51.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Roldan-Quintana, J., 1999. Geochemistry of Laramide Granitic Rocks across the Southern Margin of the Paleozoic North American Continent, Central Sonora, Mexico, *International Geology Review*, v. 41, p. 845-857.
- van der Molen, I., Paterson, M.S., 1979. Experimental deformation of partially-melted granite, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 70, p. 299 – 318.
- Vauchez, A., Nicholas, A., 1991. Mountain building: strike-parallel displacements and mantle anisotropy, *Tectonophysics*, v. 185, p. 183-201.
- Verma, S.P., Torres-Alvarado, I.S., Velasco-Tapia, F., 2003, A revised CIPW norm: Schweizerische Mineralogische und Petrographische, *Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology*, v. 83, p. 197-216.
- Vermeesch, P., 2006. Tectonic discrimination of basalts with classification trees, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, p. 1839-1848.
- Vernon, R.H., 1991. Questions about myrmekite in deformed rocks, *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 979-985.
- Vernon, R.H., 1999. Flame perthite in metapelitic gneisses in the Cooma Complex, SE Australia, *American Mineralogist*, v. 84, p. 1760-1765.
- Vernon, R.H., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow, *Electronic Geosciences*, 5, 2.
- Vernon, R.H., 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*, Cambridge University Press, 594 pp.
- Vernon, R.H., Johnson, S.E., Melis, E.A., 2004. Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San José tonalite, Baja California, México, *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 1867-1884.
- Vigneresse, J.L., 2004, Toward a new paradigm for granite generation, *Transaction of the Royal Society of Edinburgh, Earth Science*, v. 95, p. 11-22.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P., Cuney, M., 1996. Rheological Transitions During Partial Melting and Crystallization with Application to Felsic Magma Segregation and Transfer, *Journal of Petrology*, v. 37, p. 1579-1600.

- Vigneresse, J.L., Tikoff, B., Améglio, L., 1999. Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons, *Tectonophysics*, v. 302, p. 203-224.
- Vigneresse, J.L., Burg, J.P., 2000. Continuous vs. discontinuous melt segregation in migmatites, insights from a cellular automaton model. *Terra Nova*, v. 12, p. 188-192.
- Vigneresse, J.L., Burg, J.P., 2004. Some insights on the rheology of partially molten rocks, *en* Grocott, J., McCaffrey, K., Taylor, G., Tikoff, B. (eds.), *Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere*, Geological Society, London, Special Publication 227, p. 327-36.
- Vigneresse, J.L., Clemens J.D., 2000. Granitic magma ascent and emplacement: Neither diapirism nor neutral buoyancy, Geological Society, London, Special Publications; v. 174, p. 1-19
- Vigneresse, J.L., Burg, J.P., Moyen, J-F., 2008. Instabilities development in partially molten rocks, *Bollettino della Societa geologica italiana*, v. 127, p. 235-242.
- Villemant, B., 1988. Trace-Element Evolution in the Phlegrean Fields (Central-Italy) - Fractional Crystallization and Selective Enrichment, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 169-183.
- Wade, J.A., Plank, T., Stern, R.J., Tollstrup, D.L., Gill, J.B., O'Leary, J.C., Eiler, J.M., Moore, R.B., Woodhead, J.D., Trusdell, F., Fischer, T.P., Hilton, D.R., 2005. The May 2003 eruption of Anatahan volcano, Mariana Islands: Geochemical evolution of a silicid island-arc volcano, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 146, p. 139-170.
- Walawender, M.J., Smith, T.E., 1980. Geochemical and petrologic evolution of the basic plutons of the Peninsular Ranges batholith, southern California, *Journal of Geology*, v. 88, p. 233-242.
- Walawender, M.J., Gastil, R.G., Clinkenbeard, W.V., McCormick, W.V., Eastman, B.G., Wernicke, M.S., Wardlaw, M.S., Gunn, S.H., and Smith, B.M., 1990. Origin and evolution of the zoned La Posta-type plutons, eastern Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California, *en*: Anderson, J.L., (ed.). *The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism*, Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir, v. 174, p. 1-18.
- Weber B., López-Martinez M., 2006. Pb, Sr, and Nd isotopic and chemical evidence for a primitive island arc emplacement of the El Arco porphyry copper deposit (Baja California, Mexico), *Mineralium Deposita*, v. 40, p. 707-725.
- Weijermars, R., 1993. Estimation of paleostress orientation within deformation zones between two mobile plates, *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 1491-1510.

- Weijermars, R., Poliakov, A., 1993. Stream functions and complex potentials: Implications for development of rock fabric and the continuum assumption, *Tectonophysics*, v. 220, p. 33- 50.
- Weinberg, R.F., 2006. Melt segregation structures in granitic plutons, *Geology*, v. 34, p. 305-308.
- Weinberg, R.F., Podladchikov, 1994. Diapiric ascent of magmas through power law crust and mantle, *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 9543-9559.
- Weinberg, R.F., Regenauer-Lieb, K., 2010. Ductile fractures and magma migration from source, *Geology*, v. 38, p. 363-366.
- Wenk, H-R., Johnson, LR., Ratschbacher, L., 2000. Pseudotachylites in the Eastern Peninsular Ranges of California, *Tectonophysics*, v. 321, p. 253-277.
- Wetmore, P.H., Herzig, C., Alsleben, H., Sutherland, M., Schmidt, K.L., Shultz, P.W., and Paterson, S.R., 2003. Mesozoic tectonic evolution of the Peninsular Ranges of southern and Baja California, *in* Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., and Martin-Barajas, A., (eds.), *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA*, Geological Society of America Special Paper 374, p. 43-72.
- Willett, S.D., 1999. Rheological dependence of extension in wedge models of convergent orogens, *Tectonophysics*, v. 305, p. 419-435.
- Willett, S.D., Beaumont, C., Fullsack, P., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens, *Geology*, v. 21, p. 371-374.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*, London, Chapman & Hall, 466 p.
- Wirth, R., Voll, G., 1987. Cellular intergrowth between quartz and sodium-rich plagioclase (myrmekite)—an analogue of discontinuous precipitation in metal alloys, *Journal of Material Science*, v. 22, p. 1913-1918.
- Wolff, J.A., Ramos, F.C., Davidson, J.P., 1999. Sr isotope disequilibrium during differentiation of the Bandelier Tuff: Constraints on the crystallization of a large rhyolitic magma chamber, *Geology*, v. 27, p. 495-498.
- Xiao, W., Han, C., Yuan, C., Sun, M., Zhao, G., Shan, Y., 2010. Transitions among Mariana-, Japan-, Cordillera- and Alaska-type arc systems and their final juxtapositions leading to accretionary and collisional orogenesis, *Geological Society, London, Special Publications*, v. 338, p. 35-53.
- Yu, F., Wesnousky, S.G., Ekstrom, G., 1993. Slip partitioning along major convergent plate boundaries, *Pageoph*, v. 140, p. 183-210.
- Zellmer, G.F., Annen, C., Charlier, B.L.A., George, R.M.M., Turner, S.P., Hawkesworth, C.J., 2005. Magma evolution and ascent at volcanic arcs: constraining petrogenetic process through rates and chronologies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 140, p. 171-191.

- Zellmer, G.F., Annen, C., 2008. An introduction to magma dynamics. En: Annen C., Zellmer, G.F. (eds.), Dynamics of crustal magma transfer, storage and differentiation. Geological Society Special Publication, v. 304, p. 1-13.
- Zhang, Y., Xu, Z., Liu, Y., 2003. Viscosity of hydrous rhyolitic melts inferred from kinetic experiments, and a new viscosity model. American Mineralogist, v. 88, p. 1741-1752.

APÉNDICES



Apéndice 1. Mapa geológico de la zona de estudio.

Apéndice 2. Coeficientes de partición mineral/fundido de varios elementos para distintas composiciones.

BASALTO										
	Olivino	Ortopiroxeno	Clinopiroxeno	Anfibol	Plagioclasa	Granate	Magnetita	Ilmenita	Apatito	Rutilo
Cr	0.63 - 1.85 ⁽⁷⁾		2.94 - 26.91 ⁽¹⁰⁾		0.038 - 0.064 ⁽⁹⁾	2.01 ⁽²⁾				
Sc	0.04 ⁽⁸⁾ - 0.38 ⁽⁷⁾		0.808 ⁽²⁾ - 3.3 ⁽³⁾	2.18 ⁽¹⁾	0.016 - 0.114 ⁽⁹⁾	1.4 ⁽⁵⁾ - 4.7 ⁽⁴⁾	0.67 - 5.76 ⁽⁶⁾	1.8 ⁽³⁾	0.22 ⁽³⁾	
V	1.0 - 1.2 ⁽⁸⁾		0.648 - 6.18 ⁽¹⁰⁾		0.01 - 0.27 ⁽¹¹⁾	3.45 - 3.75 ⁽⁴⁾	0.02 - 6.85 ⁽⁶⁾			118 ⁽¹²⁾
Y	0.0036 ⁽⁶⁾		0.467 ⁽¹⁹⁾		0.008 - 0.009 ⁽⁹⁾	4.2 - 7.1 ⁽⁴⁾				0.076 ⁽¹²⁾
Ba	0.05 ⁽³⁾		0.05 ⁽³⁾		0.277 - 0.311 ⁽⁹⁾	0.0007 ⁽²⁾			0.05 ⁽³⁾	0.0137 ⁽¹²⁾
Rb			0.011 ⁽¹⁸⁾		0.0294 - 0.138 ⁽²²⁾	0.0007 ⁽¹⁸⁾				0.0076 ⁽¹²⁾
Ta			0.011 - 0.261 ⁽²⁴⁾	0.38 ⁽¹⁸⁾	0.042 - 0.17 ⁽⁹⁾	0.051 - 0.126 ⁽⁴⁾	0.01 - 2.53 ⁽⁶⁾			8.82 ⁽¹²⁾
Nb	0.01 ⁽¹⁸⁾	0.003 ⁽²¹⁾	0.05 ⁽¹⁸⁾	0.8 ⁽¹⁸⁾	0.029 - 0.139 ⁽¹⁸⁾	0.05 - 0.03 ⁽⁴⁾	0.01 - 1.8 ⁽⁶⁾	0.8 ⁽²³⁾		136 ⁽¹²⁾
Th	0.0001 ⁽¹⁸⁾	0.0001 ⁽¹⁸⁾		0.014 ⁽²⁾	0.173 - 0.382 ⁽⁹⁾	0.00137 ⁽²⁾				0.54 ⁽¹²⁾
U	0.0001 ⁽¹⁸⁾	0.0001 ⁽¹⁸⁾	0.00036 ⁽¹⁸⁾		0.105 - 0.43 ⁽⁹⁾	0.00918 - 0.0179 ⁽⁷⁾				
Mn	0.5 - 1.07 ⁽⁷⁾		0.55 - 1.31 ⁽¹³⁾	0.94 ⁽¹⁾	0.025 - 0.092 ⁽¹¹⁾		1.4 ⁽¹⁴⁾	1.9 ⁽³⁾	0.13 ⁽³⁾	0.34 ⁽¹²⁾
Ti	0.04 - 0.08 ⁽⁸⁾	0.024 ⁽¹⁸⁾	0.229 ⁽¹⁷⁾ - 0.786 ⁽¹⁶⁾	0.48 - 7.96 ⁽¹⁵⁾	0.039 - 0.123 ⁽⁹⁾	0.688 ⁽²⁾	4.0 - 8.0 ⁽⁶⁾			
P	0.1 ⁽²⁰⁾	0.03 ⁽²⁰⁾	0.05 ⁽²⁰⁾		0.065 - 0.429 ⁽¹¹⁾	0.15 ⁽²⁰⁾				
K	0.0059 - 0.00809 ⁽²²⁾	0.0003 ⁽²¹⁾	0.0072 ⁽¹⁹⁾		0.22 - 0.245 ⁽⁹⁾	0.0007 ⁽²¹⁾				

Fuentes: ⁽¹⁾ Higuchi & Nagasawa 1969, ⁽²⁾ Hauri *et al.* 1994, ⁽³⁾ Paster *et al.* 1974, ⁽⁴⁾ Jenner *et al.* 1994, ⁽⁵⁾ Kato *et al.* 1988, ⁽⁶⁾ Nielsen 1992, ⁽⁷⁾ Beattie 1994, ⁽⁸⁾ Pedersen 1979, ⁽⁹⁾ Aignertorres *et al.* 2007, ⁽¹⁰⁾ Skulski *et al.* 1994, ⁽¹¹⁾ Bindeman *et al.* 1998, ⁽¹²⁾ Foley *et al.* 2000, ⁽¹³⁾ Dale & Henderson 1972, ⁽¹⁴⁾ Lemarchand *et al.* 1987, ⁽¹⁵⁾ Oberti *et al.* 2000, ⁽¹⁶⁾ Matsui *et al.*, 1977; ⁽¹⁷⁾ Sobolev *et al.* 1996; ⁽¹⁸⁾ McKenzie & O'Nions 1991; ⁽¹⁹⁾ Hart & Dunn 1993; ⁽²⁰⁾ Brunet & Chazot 2001; ⁽²¹⁾ Kelemen & Dunn 1992; ⁽²²⁾ Philpotts & Schnetzler 1970; ⁽²³⁾ McCallum & Charette 1978; ⁽²⁴⁾ Forsythe *et al.* 1994.

BASALTO ANDESÍTICO									
	Olivino	Ortopiroxeno	Clinopiroxeno	Anfibol	Plagioclasa	Granate	Magnetita	Ilmenita	Esfena
Cr	0.7 ⁽¹³⁾	10.0 - 36.0 ⁽²⁾	9.7 - 33.0 ⁽²⁾	4.2 ⁽¹⁾	0.075 ⁽⁷⁾	2.0 - 9.0 ⁽⁹⁾	153.0 ⁽¹⁵⁾		
Sc	3.05 ⁽³⁾	1.2 - 1.9 ⁽²⁾	3.5 - 2.2 ⁽²⁾	4.22 ⁽¹⁾	0.033 ⁽⁴⁾		1.96 ⁽⁴⁾	0.0045 ⁽¹¹⁾	
V	0.096 - 0.94 ⁽⁶⁾	0.47 - 0.6 ⁽²⁾	0.94 - 1.2 ⁽²⁾	1.49 ⁽¹⁾	0.022 - 0.032 ⁽⁷⁾		24.0 - 63.0 ⁽⁵⁾		
Y		0.19 - 0.54 ⁽⁷⁾	0.24-0.91 ⁽⁸⁾	1.47 ⁽¹⁾	0.01 - 0.038 ⁽⁷⁾	2.5 - 9.1 ⁽¹⁰⁾	0.0039 ⁽¹¹⁾		
Ba	0.01 ⁽³⁾	0.01 - 0.06 ⁽⁵⁾	0.01 - 0.15 ⁽⁵⁾		0.12 - 0.2 ⁽²⁾		0.028 ⁽⁴⁾		
Rb	0.001 - 0.017 ⁽⁷⁾	0.01 - 0.03 ⁽⁵⁾	0.01 - 0.04 ⁽⁵⁾	0.33 ⁽¹³⁾	0.02 - 0.19 ⁽⁵⁾		0.11 ⁽¹⁴⁾		
Nb	0.0016 - 0.0065 ⁽⁷⁾	0.004 - 0.018 ⁽⁷⁾		0.026 - 0.21 ⁽¹⁰⁾	0.008 - 0.045 ⁽⁷⁾		0.7 ⁽¹⁷⁾	2.3 ⁽¹⁶⁾	3.5 - 5.7 ⁽¹⁶⁾
Ta	0.065 - 0.17 ⁽⁷⁾			0.021 - 0.19 ⁽¹⁰⁾	0.027 - 0.11 ⁽⁷⁾		0.8 ⁽¹⁷⁾	2.7 ⁽¹⁶⁾	10.8 - 18.9 ⁽¹⁶⁾
Th	0.022 - 0.039 ⁽⁷⁾	0.01 ⁽⁷⁾	0.03 ⁽¹³⁾	0.5 ⁽¹³⁾	0.13 - 0.19 ⁽⁷⁾				
U		0.0013 - 0.023 ⁽⁷⁾	0.04 ⁽¹³⁾	0.1 ⁽¹³⁾	0.051 - 0.34 ⁽⁷⁾				
Mn	0.681 - 0.847 ⁽⁶⁾	1.6 - 2.3 ⁽²⁾	1.1 - 1.8 ⁽²⁾		0.078 ⁽⁴⁾		5.33 ⁽⁴⁾		
Ti		0.14 - 0.27 ⁽²⁾	0.19 - 0.34 ⁽²⁾	3.06 ⁽¹⁾	0.04 - 0.057 ⁽⁷⁾	0.1 - 0.5 ⁽⁹⁾	16.5 ⁽⁴⁾		
P	0.055 ⁽¹²⁾								
K		0.016 - 0.056 ⁽⁴⁾			0.06 - 0.2 ⁽²⁾		0.045 ⁽⁴⁾		

Fuentes: ⁽¹⁾ Sisson 1994; ⁽²⁾ Ewart *et al.* 1973; ⁽³⁾ Villemant 1988; ⁽⁴⁾ Okamoto 1979; ⁽⁵⁾ Reid 1983; ⁽⁶⁾ Gaetani & Grove 1997; ⁽⁷⁾ Dunn & Sen 1994; ⁽⁸⁾ Gallahan & Nielsen 1992; ⁽⁹⁾ Ronov & Yaroshevskiy 1976; ⁽¹⁰⁾ Green *et al.* 1989; ⁽¹¹⁾ Nielsen *et al.* 1992; ⁽¹²⁾ Anderson & Greenland 1969; ⁽¹³⁾ Dostal *et al.* 1983; ⁽¹⁴⁾ Lemarchand *et al.* 1987; ⁽¹⁵⁾ Esperança *et al.* 1997; ⁽¹⁶⁾ Green & Pearson 1987; ⁽¹⁷⁾ Haskin *et al.* 1966.

Apéndice 2 (cont.)

ANDESITA												
	Olivino	Ortopiroxeno	Clinopiroxeno	Anfibol		Plagioclasa	Granate	Magnetita	Rutilo	Apatito	Esfena	Ilmenita
Cr	34.0 ⁽¹⁾	21.0 - 143.0 ⁽¹⁾	43.0 - 245.0 ⁽¹⁾	31.0 - 90.0 ⁽¹⁾		0.02 - 0.25 ⁽¹⁾		93.0 - 340.0 ⁽¹⁾			21.0 ⁽¹⁾	
Sc	0.3 ⁽¹⁾	2.2 - 4.7 ⁽¹⁾	6.9 - 16.0 ⁽¹⁾	8.1 - 13.0 ⁽¹⁾		0.01 - 0.03 ⁽¹⁾	3.9 ⁽²⁾	1.7 - 3.3 ⁽¹⁾				
V	0.08 ⁽¹⁾	0.47 - 2.2 ⁽¹⁾	1.1 - 5.2 ⁽¹⁾	6.3 - 13.0 ⁽¹⁾		0.07 - 0.47 ⁽¹⁾		8.7 - 54.0 ⁽¹⁾	118 - 124 ^{*(4)}			
Y			2.4 ⁽⁶⁾	2.32 - 4.7 ^{*(3)}			4.66 ^{*(8)}		0.08 - 0.46 ^{*(4)}			
Ba	0.02 ⁽¹⁾	0.13 ⁽⁶⁾	0.11 ⁽⁶⁾	0.387 ⁽⁵⁾		0.08 - 0.36 ⁽¹⁾		0.12 - 0.4 ⁽¹⁾			0.6 ⁽¹⁾	
Rb	0.062 ⁽⁶⁾	0.062 ⁽⁶⁾	0.07 ⁽⁶⁾	0.14 ⁽⁷⁾		0.16 ⁽⁶⁾		0.15 ⁽⁶⁾				
Nb	0.78 ⁽⁶⁾		2.1 ⁽⁶⁾	0.2 ⁽⁷⁾		1.3 ⁽⁶⁾		0.05 - 0.18 ⁽¹³⁾	26.5 ⁽¹²⁾		5.3 - 7.6 ⁽¹²⁾	4.6 ⁽¹²⁾
Ta		0.11 ⁽¹⁵⁾	0.43 ⁽¹⁵⁾	0.21 ⁽⁷⁾		0.03 ⁽¹⁵⁾		0.03 - 0.26 ⁽¹³⁾	44.0 ⁽¹²⁾		142.0 ⁽¹⁾	6.6 ⁽¹²⁾
Th	0.02 ⁽¹⁾	0.04 - 0.22 ⁽¹⁾	0.04 - 0.16 ⁽¹⁾	0.13 - 0.25 ⁽¹⁾		0.004 - 0.013 ⁽¹⁾		0.05 - 0.42 ⁽¹⁾			17.1 ⁽¹⁾	
U	0.04 - 0.081 ⁽¹⁴⁾			0.008 ⁽⁷⁾							9.9 ⁽¹⁾	
Mn		7.3 ⁽⁶⁾	4.5 ⁽⁶⁾	0.68 ⁽⁵⁾		0.038 ⁽⁶⁾		5.72 ⁽⁶⁾				
Ti		0.46 ⁽⁶⁾		2.02 ⁽⁷⁾		0.066 ⁽⁶⁾		0.64 ⁽⁶⁾				
P	0.055 ⁽⁹⁾									0.3 - 467 ⁽¹⁰⁾		
K			0.003 - 0.019 ⁽¹¹⁾			0.084 - 0.137 ⁽¹¹⁾						

Fuentes: ⁽¹⁾ Luhr & Carmichael 1980; ⁽²⁾ Irving & Frey 1978; ⁽³⁾ Klein *et al.* 1997; ⁽⁴⁾ Foley *et al.* 2000; ⁽⁵⁾ Matsui *et al.* 1977; ⁽⁶⁾ Ewart & Griffin 1994; ⁽⁷⁾ Brenan *et al.* 1995; ⁽⁸⁾ Jenner *et al.* 1994; ⁽⁹⁾ Anderson & Greenland 1969; ⁽¹⁰⁾ Schmitt *et al.* 1989; ⁽¹¹⁾ Philpotts & Schnetzler 1970; ⁽¹²⁾ Green & Pearson 1987; ⁽¹³⁾ Nielsen & Beard 2000; ⁽¹⁴⁾ Dunn & Sen 1994; ⁽¹⁵⁾ Bacon & Drittt 1988.

Simbología: *Tonalita.

DACITA									
	Ortopiroxeno	Clinopiroxeno	Anfibol	Plagioclasa	Granate	Biotita	Magnetita	Ilmenita	Apatito
Cr	1.0 - 4.0 ⁽³⁾	1.0 - 2.3 ⁽³⁾	21.0 ⁽¹⁾	0.06 - 0.67 ⁽⁵⁾	17.2 ⁽⁴⁾	12.6 ⁽²⁾			
Sc	2.0 - 4.6 ⁽³⁾	3.4 - 12.0 ⁽³⁾	35.0 ⁽¹⁾	0.03 - 0.197 ⁽⁵⁾	10.8 ⁽⁴⁾	11.3 ⁽²⁾			
V	0.64 - 2.3 ⁽³⁾	1.2 - 2.8 ⁽³⁾	4.92 ⁽¹⁾				130.0 ^{*(6)}	80.0 ^{*(6)}	
Y			2.46 ⁽¹⁾	0.51 ⁽⁷⁾		0.6 ⁽⁷⁾			
Ba	0.0025 - 0.0029 ⁽⁹⁾		0.28 ⁽⁷⁾	0.34 - 1.43 ⁽⁵⁾	0.0172 ⁽¹⁰⁾	13.9 ⁽³⁾			
Rb	0.00048 - 0.0027 ⁽⁹⁾		0.18 ⁽⁷⁾	0.24 ⁽⁷⁾	0.0085 ⁽¹⁰⁾	5.27 ⁽⁷⁾			
Nb			2.5 ⁽⁷⁾	2.5 ⁽⁷⁾		7.5 ⁽⁷⁾			
Ta			0.27 - 0.38 ⁽¹³⁾	0.027 - 0.092 ⁽⁵⁾					
Th				0.032 - 0.088 ⁽⁵⁾		0.31 ⁽¹²⁾			
U									
Mn	2.8 - 7.8 ⁽³⁾	0.19 - 4.2 ⁽³⁾	15.7 ⁽⁷⁾	0.17 ⁽⁷⁾		7.47 ⁽⁷⁾	14.1 ⁽⁷⁾	15.0 ^{*(6)}	8.0 ^{*(6)}
Ti		0.41 - 0.78 ⁽³⁾	3.66 ⁽¹⁾			21.86 - 48.25 ^{***(11)}			
P									0.3 - 467 ⁽⁸⁾
K	0.00055 - 0.0023 ⁽⁹⁾		24.2 ⁽⁹⁾	0.04 - 0.1 ⁽³⁾	0.0198 ⁽¹⁰⁾	5.63 ⁽¹⁰⁾			

Fuentes: ⁽¹⁾ Sisson 1994; ⁽²⁾ Higuchi & Nagasawa 1969; ⁽³⁾ Ewart *et al.* 1973; ⁽⁴⁾ Irving & Frey 1978; ⁽⁵⁾ Dudas *et al.* 1971; ⁽⁶⁾ Latourrette *et al.* 1991; ⁽⁷⁾ Ewart & Griffin 1994; ⁽⁸⁾ Schmitt *et al.* 1989;

⁽⁹⁾ Nagasawa & Schnetzler 1971; ⁽¹⁰⁾ Philpotts & Schnetzler 1970; ⁽¹¹⁾ Icenhower & London 1995; ⁽¹²⁾ Matsui *et al.*, 1977; ⁽¹³⁾ Klein *et al.* 1997. Simbología: *Granodiorita; **Fundido peraluminico.