

**Centro de Investigación Científica y de Educación  
Superior de Ensenada, Baja California**



---

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

---

**Relaciones tectónicas y magmáticas entre los arcos  
mesozoicos de la parte central de la península de Baja  
California, México.**

Tesis

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

Presenta:

**Xochitl Guadalupe Torres Carrillo**

Ensenada, Baja California, México  
2016

Tesis defendida por

**Xochitl Guadalupe Torres Carrillo**

y aprobada por el siguiente Comité

---

Dr. Luis Alberto Delgado Argote  
Director de Tesis

**Dr. José Manuel Romo Jones**

**Dr. Bodo Weber**

**Dr. Harald Böhnel**

**Dr. Peter Ernst Georg Schaaf**



---

**Dr. Juan García Abdeslem**  
Coordinador del Posgrado en  
Ciencias de la Tierra

---

**Dra. Rufina Hernández Martínez**  
Directora de Estudios de Posgrado

*Xochitl Guadalupe Torres Carrillo © 2016*

*Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor*

Resumen de la tesis que presenta **Xochitl Guadalupe Torres Carrillo** como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

### **Relaciones tectónicas y magmáticas entre los arcos mesozoicos de la parte central de la península de Baja California, México.**

Resumen aprobado por:

---

Dr. Luis Alberto Delgado Argote  
Director de tesis

La zona de estudio incluye siete plutones localizados en el Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) meridional entre las latitudes 28.8° y 28°N. También se estudió el plutón jurásico de San Roque (SR) en la península Vizcaíno (~27.14°N). Los intrusivos del CBP pertenecen a la serie subalcalina, con rocas cálcicas-calcoalcalinas y de metaluminosas a peraluminosas, con afinidad de arco de islas. Por sus características geológicas y geoquímicas, los plutones definen tres zonas: a) zona oeste (ZO) a la que pertenecen los plutones Punta Prieta (PP), Nuevo Rosarito (NR), La Rinconada (R), San Jerónimo (SJ) y Calmallí (C), con edades desde ca. 128.1 a 102.4 Ma. Su litología incluye desde gabro hasta granodiorita, con valores  $\epsilon_{Nd}$  promedio de +6.1, indicando una fuente en el manto empobrecido. Salvo PP que está emplazado en rocas volcánicas del Grupo Alisitos, los plutones de la ZO intrusionan una secuencia volcánica-volcanoclástica del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano deformada en dirección NW (322/78°); b) zona transicional (ZT) donde, en contraste, el plutón principalmente tonalítico Compostela (ca. 97.3 Ma), cuya firma isotópica ( $\epsilon_{Nd(t)}$  de hasta -2.5) indica asimilación de corteza continental se emplaza entre una corteza con características tanto del arco Jurásico-Cretácico, como del margen continental paleozoico; c) zona este donde aflora el plutón granítico San Pedro (104.8 Ma) con valores de  $\epsilon_{Nd(t)}$  de hasta -1.8, encajonado en una secuencia de rocas de plataforma y talud del Paleozoico. Las variaciones geoquímicas e isotópicas de oeste a este reflejan un decremento en componentes de manto y un incremento en componentes de corteza continental en esa dirección.

El análisis paleomagnético de cinco de los siete plutones del CBP y del plutón jurásico SR muestra que los plutones cretácicos tienen un paleopolo combinado de 80.3°N, 162.1°E ( $A_{95} = 9.8^\circ$ ,  $N = 5$ ) que, corregido por la apertura del Golfo de California, rota a 77.6°N, 173.6°E, equivalente a un desplazamiento marginal hacia el norte de 5.2°, considerado concordante con el polo de referencia de Norteamérica. El plutón SR de la península de Vizcaíno tiene una dirección media de 0.6°N, 306.1°E ( $A_{95}=9.2^\circ$ ,  $N=10$ ) la cual es discordante, mostrando una rotación horaria de  $\sim 131^\circ \pm 16^\circ$  con respecto al paleopolo de referencia. Este resultado sugiere que la intrusión de los plutones cretácicos desde Punta Prieta, en la costa oeste de la península, hasta Compostela, restringen la acreción tectónica de las secuencia volcánica-volcanoclástica del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano con el margen de Norteamérica a antes del magmatismo cretácico (~130 Ma) del CBP. El fallamiento lateral mesozoico y cenozoico a lo largo del margen de Vizcaíno pueden explicar las rotaciones horarias de 131° en SR.

Nuestros resultados no apoyan un movimiento latitudinal significativo entre Vizcaíno, el CBP y Norteamérica, por lo que se considera que el arco jurásico es autóctono. Las direcciones paleomagnéticas concordantes de los plutones cretácicos, también sugieren una acreción principalmente magmática y la estabilidad de los plutones desde su emplazamiento.

**Palabras clave:** Cinturón Batolítico Peninsular, intrusivos cretácicos, paleomagnetismo, paleogeografía, península de Vizcaíno, Baja California.

Abstract of the thesis presented by **Xochitl Guadalupe Torres Carrillo** as a partial requirement to obtain the Doctor of Science degree in Earth Sciences with orientation in Geology.

**Relaciones tectónicas y magmáticas entre los arcos mesozoicos de la parte central de la península de Baja California, México.**

Abstract approved by:

---

Dr. Luis Alberto Delgado Argote  
Thesis Director

The study area comprises seven plutons of the southern peninsular Ranges Batholith (pRB) between latitudes 28.8° and 28°N, and the Jurassic San Roque pluton (SR) in the Vizcaino peninsula (~27.14°N). The pRB intrusives are subalkaline, ranging from calcic to calc-alkaline, and from metaluminous to peraluminous, showing an island arc affinity. Three zones are defined from the geologic and geochemical characteristics of the plutons: a) a western zone (WZ) where the Punta Prieta (PP), Nuevo Rosarito (NR), La Rinconada (R), San Jerónimo (SJ) and Calmallí (C) plutons, ranging in age from 128.1 to 102.4 Ma, are located. Their lithology includes gabbroic to granodioritic rocks showing  $\epsilon_{Nd}$  average values of +6.1 that indicates a depleted mantle source. Excepting the PP pluton, which is emplaced in a volcanic sequence of the Alisitos Group, the plutons of the WZ intrude a NW (322/78°) trending deformed volcanic and volcanoclastic sequence of Late Jurassic-Early Cretaceous age; b) a transitional zone (TZ) where the ca. 97.3 Ma old tonalitic Compostela pluton, showing  $\epsilon_{Nd(t)}$  signature up to -2.5 that indicates continental crust assimilation, is hosted by both, Jurassic-Cretaceous arc-related and Paleozoic rocks of the eastern continental margin; c) an eastern zone (EZ) characterized by the 104.8 Ma-old granitic San Pedro pluton, which yields up to -1.8  $\epsilon_{Nd(t)}$  values, that is hosted by a metamorphosed sequence of platform and slope Paleozoic rocks. The geochemical and isotopic variations observed from west to east indicate decreasing mantle components and increasing continental crust components in that direction.

The paleomagnetic analyses of five of the seven plutons and the Jurassic SR pluton show that the Cretaceous plutons have a combined paleopole of 80.3°N, 162.1°E ( $A_{95} = 9.8^\circ$ ,  $N = 5$ ) that, corrected for the opening of the Gulf of California, rotates to 77.6°N, 173.6°E, resulting in a marginal northward displacement of 5.2° that is concordant with the reference pole of North America. The SR pluton in the Vizcaino peninsula yields a discordant 0.6°N, 306.1°E ( $A_{95}=9.2^\circ$ ,  $N=10$ ) average direction that indicates a clockwise rotation  $\sim 131^\circ \pm 16^\circ$  with respect to the reference pole. This result suggests that the intrusion of the Cretaceous plutons, from Punta Prieta in the west coast of the peninsula, to Compostela, constrain the accretion of the Jurassic-Cretaceous volcanic sequence to the North America margin to a period before the pRB Cretaceous magmatism (~130 Ma). Mesozoic and Cenozoic lateral faulting along the Vizcaino peninsula can account for the 131° clockwise rotation in SR. Our results do not support a significant latitudinal movement between Vizcaino, the pRB and North America suggesting that the Jurassic arc is autochthonous. The concordant paleomagnetic directions of the

Cretaceous plutons suggest a dominant magmatic accretion and that they have been stable since their emplacement.

**Keywords:** peninsular Ranges Batholith, Cretaceous plutons, paleomagnetism, Vizcaíno peninsula, Baja California.

## DEDICATORIA

*A mi madre Amada Carrillo Duarte*

*A mi maestro Luis Alberto Delgado Argote*

*A mi familia*

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco a mi madre por su comprensión, apoyo y el empuje que me ha otorgado para poder alcanzar esta meta en mi vida. A mi familia y a Francisco Pérez por estar presente en los momentos alegres y en los difíciles, y por demostrarme que aun estando ausente por años siempre me hacen sentir en casa cuando regreso.

Gracias a mi maestro Luis Delgado Argote por las enseñanzas en estos años de maestría y doctorado, por su apoyo incondicional e inigualable asesoría, por brindarme su tiempo, su paciencia y por enseñarme la importancia de realizar los trabajos con ética y responsabilidad.

Al Concejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca para estudios de doctorado y por los proyectos de Conacyt 45817 y 153086 con los cuales se financió este trabajo.

Al Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE).

A mis sinodales Dr. Bodo Weber, Dr. Harald Böhnel, Dr. Peter Ernst Georg Schaaf, Dr. José Manuel Romo Jones, por sus aportes en discusiones durante todo el proceso de elaboración de la tesis, por las preguntas hechas a tiempo y por sus atinadas correcciones que ayudaron a mejorar la calidad del trabajo.

Al Dr. Roberto S. Molina Garza por su asesoría y colaboración durante las estancias académicas en la UNAM, campus Juriquilla.

Al personal técnico de computo José Mojarro y Humberto Benítez. Al apoyo de Víctor Frías por proporcionarme material cartográfico. Por último a todo el personal administrativo de la división de Ciencias de la Tierra, y de manera muy especial a Ivonne Pedrín Morales.

Al personal del LUGIS, Dr. Peter Schaaf, M.C. Gabriela Solís Pichardo, Ing. Teodoro Hernández Treviño e Ing. Vianney Berenice Meza García.

Al Dr. Bodo Weber por proporcionarme datos de Sm/Nd con los que se ha enriquecido este trabajo.

A Susana Rosas, Víctor Pérez, Gabriel Rendón y Luis Gradilla por su incomparable colaboración con la elaboración de láminas delgadas, procesamiento de muestras y separación de minerales.

A Karina Gómez, Diego Tamayo, Osmar Vite, Diego Martínez y Aline por la colaboración en la molienda de muestras y elaboración de mapas.

A todos los amigos que durante este tiempo han caminado conmigo en los momentos alegres y también en los difíciles: Porfirio Avilez, Florian Neumann, Gemma Gómez, Yoana Vargas, Juliana Estrada, Tomás Peña, Gina Villalobos, Víctor Márquez, María Sierra, Rodrigo León, Gabriela Castañeda, Olaf Arroyo, Manuel Contreras, Karina Gómez, Diego Tamayo, Esteban Tiznado, Almendra Villela, Edith Izabal, Ekaterina Lomtadze y Orlando Terán. Y en especial agradezco a los que en el periodo de recta final de este proceso me han abierto las puertas de su casa y apoyado incondicionalmente: Ignacio García Meza, Carmen Vargas Peralta, Alma Nuñez y Carlos Caloca.

## Tabla de contenido

Dedicatoria .....	vi
Agradecimientos.....	vii
Lista de figuras.....	xi
Lista de tablas .....	xxiv
<b>1. Introducción.....</b>	<b>1</b>
1.1 Antecedentes .....	1
1.2 Hipótesis y objetivos de trabajo .....	6
1.3 Marco geológico regional .....	7
1.3.1 Características de los intrusivos del CBP.....	7
1.3.2 Rocas prebatolíticas del Cinturón Batolítico Peninsular.....	10
1.3.3 Región de Vizcaíno-Cedros .....	14
<b>2. Metodología .....</b>	<b>19</b>
2.1 Trabajo de campo .....	19
2.2 Cartografía.....	20
2.3 Análisis estructural.....	20
2.4 Petrografía y microscopía electrónica.....	21
2.4.1 Preparación de las muestras para petrografía .....	21
2.4.2 Preparación de las muestras para microscopía electrónica.....	22
2.5 Geoquímica e isótopos de sm/nd.....	22
2.5.1 Método de análisis geoquímico.....	23
2.5.2 Método de análisis isotópico .....	24
2.6 Geocronología u-pb en zircón.....	28
<b>3. Petrogénesis de los intrusivos meridionales cretácicos del Cinturón Batolítico Peninsular y de un intrusivo jurásico de la península Vizcaíno. ....</b>	<b>30</b>
3.1 Geología del área de estudio.....	30
3.1.1 Rocas encajonantes de los plutones al sur del CBP .....	30
3.1.1.1 Estructuras en las rocas encajonantes .....	39
3.1.1.2 Geocronología.....	40
3.1.1.3 Geoquímica de las rocas encajonantes .....	45
3.1.2 Rocas plutónicas de la parte sur del CBP .....	49
3.1.2.1 Plutones de la zona oeste.....	51
3.1.2.1.1 Punta Prieta .....	51
3.1.2.1.2 Nuevo Rosarito .....	54
3.1.2.1.2.1 Petrografía.....	55
3.1.2.1.2.2 Geoquímica de elementos mayores y tierras raras .....	55
3.1.2.1.3 La Rinconada.....	60
3.1.2.1.4 San Jerónimo.....	60
3.1.2.1.4.1 Petrografía y microscopía electrónica.....	62
3.1.2.1.4.2 Geoquímica de elementos mayores y tierras raras .....	65
3.1.2.1.5 Calmallí .....	68
3.1.2.1.5.1 Petrografía y microscopía electrónica.....	70
3.1.2.2 Plutones de la zona central o transicional.....	81
3.1.2.2.1 Compostela .....	81
3.1.2.2.1.1 Petrografía y microscopía electrónica.....	82

3.1.2.2.1.2 Geoquímica de elementos mayores y tierras raras .....	87
3.1.2.3 Plutones de la zona este .....	93
3.1.2.3.1 San Pedro .....	93
3.1.2.3.1.1 Petrografía.....	94
3.1.2.3.1.2 Geoquímica de elementos mayores y tierras raras .....	97
3.1.3 Rocas plutónicas de Vizcaíno .....	102
3.1.3.1 San Roque .....	102
3.1.3.1.1 Petrografía y microscopía electrónica .....	104
3.1.3.1.2 Geoquímica de elementos mayores y tierras raras.....	105
3.2 Características geoquímicas regionales de los intrusivos de la parte sur del CBP .....	112
3.2.1 Análisis comparativo regional.....	113
3.2.2 isótopos de samario y neodimio de rocas intrusivas del sur del CBP .....	121
3.2.3 Fuente de los intrusivos cretácicos del sur del CBP .....	127
<b>4. Características estructurales de los plutones cretácicos y jurásicos.....</b>	<b>133</b>
4.1 Estructuras del plutón San Jerónimo .....	133
4.2 Estructuras del plutón Calmallí .....	136
4.3 Estructuras del plutón Compostela .....	137
4.4 Estructuras del plutón San Pedro .....	138
4.5 Estructuras del plutón San Roque .....	142
<b>5. Análisis paleomagnético de los plutones meridionales del Cinturón Batolítico Peninsular y los plutones jurásicos de Vizcaíno, Baja California, México .....</b>	<b>144</b>
5.1 Introducción .....	144
5.2 Geología del área de estudio.....	146
5.3 Datos paleomagnéticos .....	149
5.3.1 Métodos y muestreo.....	149
5.3.2 Resultados del magnetismo de las rocas.....	150
5.3.3 Resultados paleomagnéticos .....	151
5.3.3.1 Punta Prieta .....	151
5.3.3.2 San Jerónimo .....	153
5.3.3.3 Nuevo Rosarito .....	155
5.3.3.4 La Rinconada .....	156
5.3.3.5 Compostela .....	162
5.3.3.6 San Roque .....	164
5.4 Discusión .....	165
5.5 Conclusión .....	174
<b>6. Implicaciones tectónicas y posibles correlaciones entre las rocas del CBP del Cretácico y las rocas intrusivas de la península Vizcaíno del Jurásico .....</b>	<b>176</b>
6.1 Jurásico Tardío-Cretácico Temprano.....	176
6.2 Evolución magmática durante mediados del cretácico al Cretácico Tardío. ....	182
<b>Literatura citada .....</b>	<b>190</b>
<b>Anexos .....</b>	<b>205</b>

## Lista de Figuras

- Figura 1. Mapa geológico simplificado del Batolito Peninsular donde se muestra el basamento de las provincias tectonoestratigráficas y el arco volcánico Cretácico de Alisitos (según Schmidt et al. 2002; Gastil 1993) y las rocas Jurásicas volcánicas y volcanoclásticas de Nuevo Rosarito-El Arco ( $J_{NR-A}$ ; Avilez-Serrano 2012; Caballero-Ramírez 2014) que se han propuesto como equivalentes a las rocas Jurásicas de San Andrés en la península de Vizcaíno. Los plutones analizados en el área de estudio son: COM, Compostela (intrusionando corteza Jurásica ( $J_{NR-A}$ ) y Paleozoica); LR, La Rinconada (intrusionando la secuencia del  $J_{NR-A}$ ); NR, Nuevo Rosarito (intrusionando la secuencia del  $J_{NR-A}$ ); PP, Punta Prieta (intrusionando al Grupo Alisitos ( $K_A$ )); SJe, San Jerónimo; SR, San Roque (intrusionando en el complejo Jurásico volcánico y plutónico de San Andrés ( $J_{An}$ )) en la península de Vizcaíno. Los plutones localizados a lo largo del transecto 31°N (Molina-Garza et al. 2014) son: B, Aguaje del Burro; MI, El Milagro; PO, El Potrero; SJ, San José; SPM, San Pedro Mártir; T, San Telmo; ZA, La Zarza. Las líneas punteadas indican los límites entre el Grupo Rosario y el arco Alisitos según Tulloch y Kimbrough (2003). Las líneas magnetita/ilmenita y gabro/tonalita según Gastil (1983) y Gastil et al. (1990). Las tres unidades geológicas principales: Zona oeste (W), zona este (E) y zona central (C) según Schmidt et al. (2002) y Gastil (1993). FAB, falla Agua Blanca; BA, Bahía de los Ángeles; C, Calamajué; EA, El Arco; EP, El Paraíso; ER, El Rosario; GN, Guerrero Negro; P, Puertecitos; SQ, San Quintín; SRo, Santa Rosaliita; SSPM, Sierra San Pedro Mártir..... 5
- Figura 2. Mapa litológico que incluye algunas localidades con análisis geocronológicos U-Pb. Datos y mapa tomados de Kimbrough y Moore, 2003. ... 18
- Figura 3. Mapa litológico del área de estudio elaborado con base en los mapas geológicos del INEGI y la cartografía geológica de este estudio. Abreviaturas: P.NR, plutón Nuevo Rosarito; P.LU, plutón La Unión; P.SAL, plutón El Salinito; P.SJe, plutón San Jerónimo; P. RIN, plutón La Rinconada; P.COM, plutón Compostela; P.SB, plutón San Borja; P.EP, plutón El Paraíso; P.LC, plutón Los Corrales; P.SP, plutón San Pedro; P.CAL, plutón Calmallí. .... 32
- Figura 4. (a) intrusivo jurásico con foliación protomilonítica (Peña-Alonso et al. 2012). (b) lavas de composición andesítica muy foliadas en dirección NW y en posición subvertical. Siguiendo con la tendencia regional de deformación. (c) depósitos volcanoclásticos foliados con tendencia estructural en dirección NW-SE. Los clastos que contiene también presentan la misma tendencia que la foliación estructural. (d) en la parte sur del plutón El Marmolito se encuentra una zona donde afloran esquistos de muscovita-biotita y una amplia zona de areniscas gruesas a medias con aspecto bandeado, las bandas oscuras ricas en biotita se alternan rítmicamente con las félsicas de plagioclasa y cuarzo (Avilez-Serrano, 2012). (e) ortogneis de grano grueso con foliación muy marcada, intrusionado por diques félsicos de grano fino. (f) Paragneis que encajona al plutón San Borja; se observan estructuras

- deformadas compuestas por pequeños listones de cuarzo. (Avilez-Serrano, 2012)..... 33
- Figura 5. (a) En el Arroyo San Pedro aflora una secuencia de esquistos de Ms+Bt foliados y plegados. (b) Metapelitas muy foliadas y permeadas por el plutón San Pedro al este de la Sierra La Libertad. (c) Esquisto de andalucita sobre el cañón de La Bocana. La andalucita puede llegar a medir hasta 15 cm. (d) Dique leucocrático peraluminoso. (e) Acercamiento al dique leucocrático en donde se observa la presencia de granate y turmalina..... 37
- Figura 6. (a) Mapa litológico de la sierra El Arco, sierra El Cañón, sierra El Veteado y Calmallí (Tomado de Caballero-Ramírez, 2014). (b) Serpentinita foliada verticalmente en la sierra El Cañón. (c) Andesitas foliadas con dirección NW-SE en la sierra El Veteado. (d) Caliza en el camino Pozo Alemán-Barril. (e) Afloramiento de lavas basálticas almohadilladas en El Rebaje..... 38
- Figura 7. Estereogramas de la foliación de las rocas encajonantes en la zona de estudio. Abreviaturas; P.p.= Plano principal, n= Número de datos graficados en cada estereograma. En el estereograma (l; El Arco-Calmallí) los planos promedio de diferentes zonas de la región se muestran en diferentes colores; la línea roja= El Rebaje, la línea azul= El Veteado y la línea verde= Pozo Alemán. El resto de las líneas negras representan las foliaciones de las sierras El Arco (SEA) y El Cañón (SEC). En el estereograma (ñ) los círculos negros representan el polo promedio de cada una de las zonas graficadas y el P.p. es el plano promedio resultante y Vc. es el valor de correlación. Muchos datos que integran esta figura están tomados de los trabajos de Peña-Alonso et al. (2012), Avilez-Serrano (2012) y Caballero-Ramírez (2014)... 41
- Figura 8. Gráficas de edad relativa para las poblaciones de zircones de las muestras de rocas prebatolíticas. (a) Rocas volcánicas-volcanoclasticas colectadas en el área de estudio. La muestra (18X09) fue analizada en el trabajo de Avilez-Serrano (2012). (b) Edades relativas de depósitos intra-arco y metasedimentos. <sup>1</sup>Tomada de Alsleben et al. (2012); <sup>2</sup>Tomada de Avilez-Serrano (2012); <sup>3</sup>Este trabajo. Abreviaturas: N= número de zircones analizados..... 44
- Figura 9. Localización del muestreo con fines geoquímicos realizado en las rocas prebatolíticas en el área de estudio. Al mapa se le removió la cubierta cenozoica para resaltar la litología de las rocas del Cretácico, Jurásico y Paleozoico principalmente. .... 47
- Figura 10. Geoquímica de roca total, elementos mayores y elementos traza de las rocas prebatolíticas meridionales del CBP. (a) diagrama SiO<sub>2</sub> (wt%) vs álcalis totales (Le Bas et al., 1986). (b) Nb/Y vs Zr/Ti (Pearce, 1996). (c) diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). (d) diagrama Hf/3-Th-Ta (Wood, 1980)..... 48
- Figura 11. Abundancias de tierras raras (REE) de las rocas prebatolíticas de la parte meridional del CBP. El resultado de la geoquímica de las muestras está normalizado a condritas según Sun y McDonough (1989). Los diagramas están separados por zonas: (a) rocas volcánicas de la Formación Alisitos. (b)

- rocas volcánicas jurásicas. (c) Rocas volcánicas jurásicas de la zona de El Veteado-Calmallí y El Arco en el extremo sur del área de estudio. .... 50
- Figura 12. Mapa geológico en donde se muestra la distribución de las rocas intrusivas y encajonantes del área de estudio. Abreviaturas: P.NR, plutón Nuevo Rosarito; P.LU, plutón La Unión; P.SAL, plutón El Salinito; P.SJe, plutón San Jerónimo; P.RIN, plutón La Rinconada; P.COM, plutón Compostela; P.SB, plutón San Borja; P.EP, plutón El Paraíso; P.LC, plutón Los Corrales; P.SP, plutón San Pedro; P.CAL, plutón Calmallí. .... 53
- Figura 13. Mapa geológico simplificado del Cinturón Batolítico Peninsular y la península de Vizcaíno en el cual se indican las edades U-Pb en zircones de los plutones estudiados en este trabajo, y los diagramas de los polos y los planos principales de la foliación magmática de los plutones de PP (Punta Prieta), NR (Nuevo Rosarito) y LR (La Rinconada) . PP y NR los polos de la foliación magmática están graficados con círculos sólidos; LR: los polos de la foliación magmática de la parte externa del plutón está graficada con círculos sólidos y la foliación magmática del centro está graficada con cuadros abiertos. Edades U-Pb de las rocas plutónicas según: (a) Delgado-Argote et al. (2007); (b) Peña-Alonso et al. (2012); (c) Torres-Carrillo et al. (2012); (d) Delgado-Argote et al. (2007); (e), (f) y (g) de este trabajo y (h) Kimbrough et al. (2014). COM, Compostela; EA, El Arco; LU, La unión, CAL; Calmallí, SP; San Pedro; SEA, Sierra El Arco; SJe, San Jerónimo; SR, San Roque. (Modificado de Torres-Carrillo et al., 2016). .... 57
- Figura 14. Diagrama QAP para rocas plutónicas (LeMaitre, 2002), que muestra la clasificación modal de muestras de los plutones de Nuevo Rosarito (Peña-Alonso et al., 2012), La Rinconada (Avilez-Serrano, 2012) y Punta Prieta. Se observa una tendencia que va desde gabros y dioritas hasta granodioritas, típico de secuencias de arco de islas. .... 58
- Figura 15. (a) Diorita de grano fino del plutón Nuevo Rosarito en donde se observa un complejo arreglo de "vetillas" compuestas en su mayoría por hornblenda de grano fino, así como enclaves de la misma composición (Peña-Alonso, 2012). (b) Gabro hacia la parte SE de Nuevo Rosarito con textura cumulítica (Peña-Alonso, 2012). (c) Vetillas de hornblenda en arreglo de "stockwork" en gabro y diorita del plutón San Jerónimo. En la imagen se aprecia el tono rojizo característico de estas rocas. (d) Dique de óxidos de Fe con vetillas de sílice orientadas en la dirección de flujo en el plutón San Jerónimo. (e) Zona de mezcla entre magma diorítico y tonalítico: los enclaves de diorita máfica son de grano fino en la tonalita félsica de grano grueso en el plutón San Jerónimo. (f) Tonalita porfídica con fenocristales de hornblenda y clinopiroxeno de hasta 2 cm con alineación paralela a la orientación de los diques en el plutón San Jerónimo. .... 59
- Figura 16. Diagramas de clasificación geoquímica para rocas graníticas según Frost et al. (2001) y patrones de Tierras Raras (REE) normalizados a condrita según los valores de Nakamura (1974) y Haskin et al. (1968). El número de muestra está enlistado en los diagramas. (a) Diagrama  $FeO_t/(FeO_t + MgO)$  vs.  $SiO_2$  (wt%) indicando los campos de *ferroano* y *magnesiano*, y el campo

de los granitos cordilleranos. (b) Diagrama  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (wt%) mostrando los rangos de composición cálcica del CBP en el sur de California. Abreviaturas: c: cálcico; c-a: calco-alcalino; a-c: alcalino-cálcico; a: alcalino. (c) Diagrama del índice de saturación de aluminio (Shand's-index). (d) Gabro (Kgb) y Diorita (Kd). (e) Tonalita (Kt), tonalita y granito rico en biotita (Kg1), granito rico en hornblenda (Kg2) y granitos de biotita (Kg3) (Tomado de Peña-Alonso et al., 2012)..... 61

Figura 17. (a) Mapa geológico del plutón San Jerónimo donde se indican las estructuras circulares más importantes; asociadas a pulsos por emplazamiento, así como la ubicación de las muestras. (b) Diagrama QAP para rocas plutónicas (LeMaitre, 2002), que muestra la clasificación modal de las muestras del plutón. Se observa un enriquecimiento inicial en sílice y finalmente en feldespato potásico (Fk) en las rocas de la zona sur. Los granitos corresponden a diques. (Torres-Carrillo, 2010). ..... 64

Figura 18. Geoquímica de roca total, elementos mayores y elementos traza de las rocas del plutón San Jerónimo. (a) Diagrama  $\text{SiO}_2$  (wt%) vs álcalis totales (Le Bas et al., 1986). (b)  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ , con los campos definidos por Rickwood (1989). (c) Diagrama  $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  (wt%) indicando los campos de *ferroano* y *magnesiano* (Frost et al., 2001). (d) Diagrama del índice de saturación de Aluminio (Shand's-index). (e) Diagrama (MALI)  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})/\text{SiO}_2$  (Frost et al., 2001). (f) Diagrama de discriminación  $\text{Rb}/(\text{Y}+\text{Nb})$  para granitos (Pearce et al., 1984). VAG = granitos de arco volcánico, SCG = granitos sincolisionales, WPG = granitos de intraplaca, ORG = granitos de dorsal oceánica. .... 67

Figura 19. Abundancias de tierras raras (REE) del plutón San Jerónimo normalizadas a condritas (Sun y McDonough, 1989) según los tipos de roca. (a) Gabro y dioritas. (b) Tonalitas..... 69

Figura 20. (a) Mapa geológico del plutón Calmallí con la ubicación de las muestras colectadas. (b) Diagrama QAP para rocas plutónicas (LeMaitre, 2002), que muestra la clasificación modal de las muestras. Se observa un enriquecimiento inicial en sílice de las muestras del sur y centro del plutón y finalmente un enriquecimiento en potasio en las rocas de la parte norte..... 71

Figura 21. Geoquímica de roca total, elementos mayores y elementos traza de las rocas del plutón Calmallí. (a) Diagrama  $\text{SiO}_2$  (wt%) vs álcalis totales (Le Bas et al., 1986). (b)  $\text{SiO}_2$  (wt%) vs  $\text{MgO}\#$ , donde  $\text{MgO}\# = (\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeOT}))*100$  y  $\text{FeOT} =$  hierro total. (c)  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{SiO}_2$  (wt%). (d)  $\text{Sr}/\text{Y}$  vs  $\text{Y}$  (ppm). (e)  $\text{La}$  vs  $\text{Yb}$  (ppm). (f)  $\text{Ba}$  vs  $\text{Sr}$  (ppm). Abreviaturas de la clasificación modal: (Gb)= Gabro; (Di)= Diorita; (Qdi)= Cuarzodiorita; (Ton)= Tonalita; (Gdi)= Granodiorita y (Gr)= Granito..... 76

Figura 22. Diagramas de discriminación geoquímica para el plutón de Calmallí. (a) Diagrama  $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  (wt%) indicando los campos de *ferroano* y *magnesiano* (Frost et al., 2001). (b) Diagrama (MALI)  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})/\text{SiO}_2$  mostrando la contribución de fases minerales en la distribución de las muestras y el campo de los intrusivos del Cinturón Batolítico peninsular según Frost et al. (2008). Abreviaturas: c: cálcico; c-a: calco-alcalino; a-c:

alcalino-cálcico; a: alcalino. (c) Diagrama del índice de saturación de Aluminio (Shand's - index). (d) Diagrama de discriminación  $Rb/(Yb+Ta)$  para granitos (Pearce et al., 1984). VAG = granitos de arco volcánico, SCG = granitos sincolisionales, WPG = granitos de intraplaca, ORG = granitos de dorsal oceánica. Abreviaturas de la clasificación modal: (Gb)= Gabro; (Di)= Diorita; (Qdi)= Cuarzodiorita; (Ton)= Tonalita; (Gdi)= Granodiorita y (Gr)= Granito. .... 78

Figura 23. (a) Abundancias de Tierras Raras (REE) del plutón Calmallí normalizadas a condritas (Sun y McDonough, 1989). (b) Patrones de las muestras normalizadas a NMORB según los valores de Sun y McDonough (1989). Las muestras han sido discriminadas en dos grupos principales con la finalidad de estudiar las diferencias entre sus patrones de REE y la distribución espacial en el plutón. El campo marcado en gris enmarca los patrones de REE de las muestras al norte de Calmallí (18, 24 y 27-II-14). Las abreviaturas indican la clasificación modal de la roca: (Gb)= Gabro; (Di)= Diorita; (Qdi)= Cuarzodiorita; (Ton)= Tonalita; (Gdi)= Granodiorita y (Gr)= Granito. .... 80

Figura 24. (a) Mapa geológico del plutón Compostela donde se indica la ubicación de las muestras colectadas. (b) Diagrama QAP para rocas plutónicas (LeMaitre, 2002), que muestra la clasificación modal de las muestras del plutón, en donde se observa un enriquecimiento en potasio en las muestras de la parte norte del plutón. .... 83

Figura 25. (a) Textura de tonalita del plutón Compostela; sobresalen los cristales de biotita, mineral máfico dominante con tamaños desde 5 mm hasta 1 cm. (b) Enclaves afaníticos elongados (~7 cm) en dirección de la foliación magmática. (c) Muestra 1-VI-12 de granodiorita con textura seriada con cristales de biotita, el mineral máfico dominante, y cristales de feldespato potásico (Fk) con texturas micrográficas. (d) Muestra 2-VI-12 de tonalita con textura granular seriada, donde la principal característica son los núcleos de plagioclasa (Pl) sericitizados y cristales de biotita inalterados. .... 85

Figura 26. Edades  $^{206}Pb/^{238}U$  en zircones de muestras de rocas graníticas. (a) Diagrama de Wetherill para relaciones isotópicas U-Pb de la muestra granodiorítica 1-VI-12 del plutón Compostela. (b) Mediana de las edades calculadas para la muestra 1-VI-12. (c) Diagrama de Wetherill para relaciones isotópicas U-Pb de la muestra de granito 7-X-12 del plutón San Pedro. (d) Mediana de las edades calculadas para la muestra 7-X-12. .... 86

Figura 27. Geoquímica de roca total, elementos mayores y traza de las rocas del plutón Compostela. (a) diagrama  $SiO_2$  (wt%) vs álcalis totales (Le Bas et al., 1986). (b)  $SiO_2$  (wt%) vs  $MgO\#$ , donde  $MgO\# = (MgO/(MgO+FeOT)*100)$  y  $FeOT$ = hierro total. (c)  $Sr/Y$  vs  $Y$  en ppm. (d)  $K_2O$  vs  $SiO_2$ , con los campos definidos por Rickwood (1989). (e)  $Ba$  vs  $Nb$  en ppm. (e)  $TiO_2$  vs  $SiO_2$  (wt%). Abreviaturas de la clasificación modal de la roca: (Qdi)= Cuarzodiorita; (Ton)= Tonalita; (Gdi)= Granodiorita. N= Norte. .... 88

Figura 28. Diagramas de discriminación geoquímica para el plutón Compostela. (a) Diagrama  $FeOt/(FeOt + MgO)$  vs.  $SiO_2$  (wt%) indicando los campos *ferroano* y *magnésiano* (Frost et al., 2001). (b) Diagrama (MALI)  $(Na_2O + K_2O)$

– CaO)/SiO<sub>2</sub>, mostrando la contribución de fases minerales en la distribución de las muestras y el campo de los intrusivos del Cinturón Batolítico peninsular según Frost et al. (2008). (c) Diagrama del índice de saturación de aluminio (Shand's-index). (d) Diagrama de discriminación Rb/(Y+Nb) para granitos (Pearce et al., 1984). VAG = granitos de arco volcánico, SCG = granitos sincolisionales, WPG = granitos de intraplaca, ORG = granitos de dorsal oceánica. Abreviaturas de la clasificación modal de la roca: (Qdi)= Cuarzodiorita; (Ton)= Tonalita; (Gdi)= Granodiorita. .... 91

Figura 29. (a) Abundancias de Tierras Raras (REE) del plutón Compostela normalizadas a condritas (Sun y McDonough, 1989). (b) Patrones de las muestras normalizadas a NMORB según los valores de Sun y McDonough (1989). .... 92

Figura 30. (a) Mapa geológico del plutón San Pedro con la ubicación de las muestras colectadas. (b) Diagrama QAP de las muestras. En el plutón San Pedro es evidente el enriquecimiento en potasio en las muestras del sur del plutón. .... 95

Figura 31. (a) Dique de cuarzodiorita de hasta 2 m orientado hacia el NW-SE emplazado perpendicularmente a la foliación de la secuencia metamórfica. (b) Dique afanítico con fracturas rellenas de sílice desplazados por cizallas laterales izquierdas. (c) Permeación del magma granítico paralela a la foliación S<sub>0</sub> de la roca encajonante. (d) Magma granodiorítico aboudinado por extensión a lo largo de la foliación principal de la roca encajonante. .... 96

Figura 32. Geoquímica de roca total, elementos mayores y traza de las rocas del plutón San Pedro. (a) diagrama SiO<sub>2</sub> (wt%) vs álcalis totales (Le Bas et al. 1986). (b) SiO<sub>2</sub> (wt%) vs MgO#, donde MgO# = (MgO/(MgO+FeOT)\*100) y FeOT= hierro total. (c) Sr/Y vs Y (ppm). (d) ) K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub>, con los campos definidos por Rickwood (1989). (e) Ba vs Nb (ppm). (e) La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> vs La<sub>N</sub>. Abreviaturas de la clasificación modal de la roca: (Qdi)= Cuarzodiorita; (Gdi)= Granodiorita; (Gr)= Granito. .... 99

Figura 33. Diagramas de discriminación geoquímica para el plutón San Pedro. (a) Diagrama FeOt/(FeOt + MgO) vs. SiO<sub>2</sub> (wt%) indicando los campos de *ferroano* y *magnesiano* (Frost et al., 2001). (b) Diagrama (MALI) (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O–CaO)/SiO<sub>2</sub>, mostrando la contribución de fases minerales en la distribución de las muestras y el campo de los intrusivos del Cinturón Batolítico peninsular según Frost et al. (2008). (c) Diagrama del índice de saturación de Aluminio (Shand's - index). (d) Diagrama de discriminación Rb/(Yb+Ta) para granitos (Pearce et al., 1984). VAG = granitos de arco volcánico, SCG = granitos sincolisionales, WPG = granitos de intraplaca, ORG = granitos de dorsal oceánica. Abreviaturas que indican la clasificación modal de la roca: (Qdi)= Cuarzodiorita; (Gdi)= Granodiorita; (Gr)= Granito. .... 100

Figura 34. (a) Abundancias de Tierras Raras (REE) del plutón San Pedro normalizadas a condritas (Sun y McDonough, 1989). (b) Patrones de las muestras normalizadas a NMORB según los valores de Sun y McDonough (1989). .... 101

- Figura 35. (a) Mapa geológico del plutón San Roque donde se indica la ubicación de las muestras colectadas. (b) Diagrama QAP para rocas plutónicas (LeMaitre, 2002)..... 103
- Figura 36. Edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  en zircones de una muestra cuarzodiorítica 7-VI-12 del plutón San Roque. (a) Diagrama de Wetherill para relaciones isotópicas U-Pb de la muestra 7-VI-12. (b) Mediana de las edades calculadas para la muestra 7-VI-12. .... 105
- Figura 37. (a) Cuarzodiorita mostrando el sistema de fracturas característico. (b) Dique de granodiorita de color marrón con textura afanítica cortando al intrusivo cuarzodiorítico. (c) Anfibolitas intrusionadas por cuarzodiorita del plutón San Roque y xenolitos de la roca encajonante embebidos en cuarzodiorita. (d) Zona de mezcla entre magma diorítico y tonalítico. (e) Zona de fallas inversas debido a empuje durante el emplazamiento. (f) Zona de falla con desarrollo de "gouge" rico en clorita. .... 107
- Figura 38. Geoquímica de roca total, elementos mayores y traza de las rocas del plutón San Roque. (a) diagrama  $\text{SiO}_2$  (wt%) vs álcalis totales (Le Bas et al., 1986). (b)  $\text{SiO}_2$  (wt%) vs  $\text{MgO}\#$ , donde  $\text{MgO}\# = (\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeOT})\cdot 100)$  y  $\text{FeOT}$ = hierro total. (c)  $\text{Sr}/\text{Y}$  vs  $\text{Y}$  (ppm). (d)  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ , con los campos definidos por Rickwood (1989). (e)  $\text{Ba}$  vs  $\text{Nb}$  (ppm). (e)  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{SiO}_2$  (wt%). Abreviaturas que indican la clasificación modal de la roca: (Di)= Diorita; (Qdi)= Cuarzodiorita; (Ton)= Tonalita; (Gdi)= Granodiorita..... 108
- Figura 39. Diagramas de discriminación geoquímica para el plutón San Roque. (a) Diagrama  $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  (wt%) indicando los campos de *ferroano* y *magnésiano* (Frost et al., 2001). (b) Diagrama (MALI)  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})/\text{SiO}_2$ , mostrando la contribución de fases minerales en la distribución de las muestras y el campo de los intrusivos del Cinturón Batolítico peninsular según Frost et al. (2008). (d) Diagrama de discriminación  $\text{Rb}/(\text{Y}+\text{Nb})$  para granitos (Pearce et al., 1984). VAG = granitos de arco volcánico, SCG = granitos sincolisionales, WPG = granitos de intraplaca, ORG = granitos de dorsal oceánica. Abreviaturas de la clasificación modal de la roca: (Di)= Diorita; (Qdi)= Cuarzodiorita; (Ton)= Tonalita; (Gdi)= Granodiorita..... 110
- Figura 40. (a) Abundancias de Tierras Raras (REE) del plutón Compostela normalizadas a condritas (Sun y McDonough, 1989). (b) Patrones de las muestras normalizadas a NMORB según los valores de Sun y McDonough (1989)..... 111
- Figura 41. Ubicación de las muestras geoquímicas y de edades U-Pb del área de estudio. (G20, G21 y G22; Kimbrough et al., 2014). Muestras 40XI08, 41XI08, 44XI08 y 53XI08 (Peña-Alonso, 2012). .... 115
- Figura 42. (a-e) Diagramas Harker de elementos mayores seleccionados. (f)  $\text{SiO}_2$  (wt%) vs  $\text{MgO}\#$ , donde  $\text{MgO}\# = (\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeOT})\cdot 100)$  y  $\text{FeOT}$ = hierro total. (g)  $\text{La}$  vs  $\text{Yb}$  (ppm). (h)  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  vs  $\text{La}_N$ . El grupo de muestras analizadas incluyen rocas de plutones de la zona oeste, transicional y este. .... 119

- Figura 43. (a) Sr/Y vs Y (ppm) mostrando el patrón de distribución de las muestras del los plutones del sur del CBP. (b) Sr/Y vs Y (ppm) donde se muestran rocas del plutón San Pedro Mártir comparadas con los campos de tonalita-trondhjemita-granodiorita (TTG) del Arqueano y el campo de andesita-dacitiorita de arco de islas (Gastil et al., 2014). ..... 120
- Figura 44. (a-c) Patrones de Tierras Raras (REE) normalizados a condrita según (Sun y McDonough, 1989) para cada una de las zonas del CBP. (d) Patrones promedio de REE para las zonas oeste, transicional y este del CBP, incluido el promedio de los gabros. Los análisis del plutón Nuevo Rosarito fueron realizados por Peña-Alonso (2012). ..... 120
- Figura 45. Ubicación de las muestras con análisis isotópico Sm/Nd y los resultados  $\epsilon_{Nd}$  para cada muestra. Los análisis isotópicos del plutón Nuevo Rosarito, La Rinconada y dos muestras de San Jerónimo (MZ25 y MZ30) fueron proporcionados por Bodo Weber (Comunicación personal, 2015). También se incluyeron los datos de 10 muestras de la región de El Arco publicados en Weber y López-Martínez (2006). Las edades U-Pb de las muestras G20 y G21 fueron tomadas de Kimbrough et al. (2015). ..... 124
- Figura 46. Diagrama de evolución magmática  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  vs  $\epsilon_{Nd(t)}$  donde se graficaron datos de muestras con edades jurásicas de Isla Cedros, Vizcaíno y sierra El Arco, comparado con los resultados de las muestras cretácicas del sur del sur del Cinturón Batolítico peninsular (CBP). Abreviaturas: NR= plutón Nuevo Rosarito, SJe= plutón San Jerónimo, RIN= plutón La Rinconada, COM= plutón Compostela, SP= plutón San Pedro, EA= El Arco, Vz= Vizcaíno, IC= Isla Cedros, ZO= zona oeste, ZT=zona transicional, ZE= zona este y Gdi= granodiorita. Js y K entre paréntesis significa la edad Jurásica y Cretácica de las zonas correspondientes. Los análisis isotópicos de Isla Cedros y de los plutones Nuevo Rosarito, La Rinconada y dos muestras de San Jerónimo (MZ25 y MZ30) fueron proporcionados por Bodo Weber (Comunicación personal, 2015). También se incluyeron los datos de 10 muestras de la región de El Arco publicados en Weber y López-Martínez (2006). ..... 126
- Figura 47. Líneas de evolución de Nd para rocas intrusivas del área de Isla Cedros, península Vizcaíno, Sierra El Arco y las rocas pertenecientes al sur del CBP. DM, Línea de evolución de Nd del manto empobrecido según DePaolo (1981). Abreviaturas: Vz= península Vizcaíno, IC= Isla Cedros, SJe= plutón San Jerónimo, NR= plutón Nuevo Rosarito, EA= Sierra El Arco, SP= plutón San Pedro, COM= plutón Compostela. ..... 127
- Figura 48. (a) Diagrama de discriminación Rb/(Y-Nb) para granitos (Pearce et al., 1984). VAG = granitos de arco volcánico, SCG = granitos sincolisionales, WPG = granitos de intraplaca, ORG = granitos de dorsal oceánica. (b) Diagrama QAP para rocas plutónicas (LeMaitre, 2002), que muestra la clasificación modal del conjunto de rocas del sur del CBP. (c) Diagrama (MALI)  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})/\text{SiO}_2$ , mostrando la contribución de fases minerales en la distribución de las muestras y el campo de los intrusivos del Cinturón Batolítico peninsular según Frost et al. (2008). (d) Diagrama del

- índice de saturación de Aluminio (Shand's - index). Las muestras del plutón Nuevo Rosarito fueron tomadas de Peña-Alonso (2012). ..... 130
- Figura 49. (a) Gráfica de Nb/Yb en donde se observa un incremento progresivo en los valores desde la zona oeste a la zona transicional y este. (b-d) Promedio de los valores de Nb/Yb, La/Yb y Ta/Yb para las tres zonas en las que se ha discriminado el área de estudio. Abreviaturas: ZO= zona oeste, ZT= zona transicional y ZE= zona este. .... 131
- Figura 50. Grafica de los ratios de Gd/Yb vs La/Sm. Los bajos ratios de Gd/Yb, todos menores que 2 en la zona oeste, indican una relativa fuente somera. El alto ratio de Gd/Yb en las otras dos zonas, indican un incremento en la profundidad de la fuente. Las muestras del plutón Nuevo Rosarito fueron tomadas de Peña-Alonso (2012). ..... 131
- Figura 51. Mapa geológico indicando la foliación magmática, lineamientos y los estereogramas respectivos según la proyección de Schmidt, indicando los planos promedio de las foliaciones y las direcciones de los diques que afloran en el área. También se muestra el resultado del análisis cinemático de los planos de cizalla del plutón San Jerónimo. En cada gráfica se representan los planos de falla y la lineación de sus estrías. Los números 1, 2 y 3 dentro de las gráficas representan el eje de extensión máxima, el eje intermedio de deformación y el eje de acortamiento máximo, respectivamente. El número de datos o mediciones realizadas está representado por "n". Para cada uno de los gráficos la columna de la izquierda representa los eigenvalores y las columnas del centro y derecha representan el azimut e inclinación, respectivamente. También se representan los ejes P (círculos rojos) y T (cuadros azules) para cada una de las fallas. Abreviaturas: Fe= Fierro; n= Número de datos. .... 134
- Figura 52. Estereogramas de la foliación magmática del plutón Calmallí. Se muestran los planos y sus polos representados por los círculos sólidos. Abreviaturas; P.p.= Plano principal; V.c. = Valor de correlación; n= Número de datos graficados en cada estereograma. La simbología litológica y clave de las muestras se presenta en la Figura 20. .... 139
- Figura 53. Estereogramas de la foliación magmática del plutón Compostela. Los polos a partir de los cuales se calculó el plano principal están representados con círculos sólidos. Abreviaturas; P.p.= Plano principal; V.c.= Valor de correlación; n= Número de datos graficados en cada estereograma. .... 140
- Figura 54. Resultados de la foliación magmática, estereogramas según la proyección de Schmidt, indicando los planos de las foliaciones y sus polos. También se muestra el resultado del análisis cinemático de los planos de falla en el plutón San Pedro y de la roca encajonante. En cada gráfica se representan los planos de falla. Los números 1, 2 y 3 dentro de las gráficas representan el eje de extensión máxima, el eje intermedio de deformación y el eje de acortamiento máximo, respectivamente. Para cada una de los gráficos la columna de la izquierda representa los eigenvalores y las columnas del centro y derecha representan el azimut e inclinación, respectivamente. También se representan los ejes P (círculos rojos) y T

(cuadros azules) para cada una de las fallas. Abreviaturas: P.p= Plano promedio; V.c.= Valor de correlación; n= Número de datos. La simbología litológica y clave de las muestras se presenta en la Figura 30. .... 141

Figura 55. Resultados de la foliación magmática, estereogramas según la proyección de Schmidt indicando los planos de las foliaciones y sus polos. También se muestra el resultado del análisis cinemático de los planos de falla en el plutón San Roque. En cada gráfica se representan los planos de falla. Los números 1, 2 y 3 dentro de las gráficas representan el eje de extensión máxima, el eje intermedio de deformación y el eje de acortamiento máximo, respectivamente. Para cada uno de los gráficos la columna de la izquierda representa los eigenvalores y las columnas del centro y derecha representan el azimut e inclinación, respectivamente. También se representan los ejes P (círculos rojos) y T (cuadros azules) para cada una de las fallas. Abreviaturas: P.p= Plano promedio; n= Número de datos. La simbología litológica y clave de las muestras se presenta en la Figura 35. .... 143

Figura 56. Mapa geológico simplificado del Cinturón Batolítico Peninsular y la península de Vizcaíno en el que se indican las edades U-Pb en zircones de los plutones muestreados para análisis paleomagnético, y los diagramas de los polos y los planos principales de la foliación magmática. En la región de Compostela (COM) y El Arco (EA), las foliaciones de las rocas encajonantes metamórficas también han sido incluidas. SJe: los polos de la foliación magmática de la parte norte está graficada con círculos sólidos y la foliación magmática de la parte sur está graficada con cuadros abiertos; LR: los polos de la foliación magmática de la parte externa del plutón está graficada con círculos sólidos y la foliación magmática del centro está graficada con cuadros abiertos. Edades U-Pb de las rocas plutónicas según: (a) Delgado-Argote et al., (2007); (b) Peña-Alonso et al., (2012); (c) Torres-Carrillo et al., (2012); (d) Delgado-Argote et al., (2007); (e) y (f) de este trabajo. COM, Compostela; EA, El Arco; LR, La Rinconada; LU, La unión, NR, Nuevo Rosarito; PP, Punta Prieta; SEA, Sierra El Arco; SJe, San Jerónimo; SR, San Roque..... 148

Figura 57. Curvas de histéresis típicas para: (a) plutón San Roque en la península de Vizcaíno (muestra SR9); (b) plutones de la zona oeste del CBP representados por Punta Prieta (muestra PP2f), La Rinconada (muestra RIN31f) y San Jerónimo (muestra MZ25c); y (c) plutón Compostela (muestra COM5) en la zona este del CBP mostrando una mayor contribución de minerales paramagnéticos. .... 152

Figura 58. (a) Análisis por microscopía electrónica de cristales euhedrales de magnetita del plutón San Roque; (b) un cristal de titanomagnetita con lamelas de ilmenita del plutón Nuevo Rosarito; (c) un cristal subhedral de magnetita del plutón La Rinconada sin exsoluciones; (d) un cristal anhedral de ilmenita con núcleo de rutilo del plutón Compostela (Avilez-Serrano, 2012). Abreviaturas: Tmt, titanomagnetita; Il, ilmenita; Ru, rutilo. .... 153

Figura 59. Diagramas ortogonales de desmagnetización de seis muestras de la zona oeste del CBP. (a)-(c) pertenecen al plutón Punta Prieta y (d)-(f) son del

- plutón San Jerónimo. Los círculos sólidos son proyecciones en el plano horizontal y los círculos abiertos son proyecciones en el plano vertical. MRN es la magnetización remanente natural, Mo es la magnetización inicial y los pasos están etiquetados en la proyección del plano horizontal. Los mapas insertados muestran la localización de los muestreos con más detalle. .... 154
- Figura 60. Proyección estereográfica de los resultados de la media de los sitios y sus intervalos de confianza de las muestras de: (a) plutón Punta Prieta, (b) plutón San Jerónimo, y (c) plutón Nuevo Rosarito. La media general de cada plutón está indicada con un círculo sólido grande con el intervalo de confianza  $\alpha 95$  sombreado y, para cada gráfica, la dirección esperada del polo de referencia para el Cretácico medio está marcado con una estrella. Los números son los sitios de muestreo tal como aparecen en la Tabla 6. .... 155
- Figura 61. Diagramas ortogonales de desmagnetización de seis muestras de la zona oeste del CBP: plutones Nuevo Rosarito (a)-(c) y La Rinconada (d)-(f). Las convenciones de la gráfica son como en la Figura 59. .... 160
- Figura 62. Proyección estereográfica de los resultados de la media de los sitios y sus intervalos de confianza de las muestras de: (a) plutón Compostela, (b) plutón La Rinconada, y (c) plutón Nuevo Rosarito. Las convenciones de la gráfica son como en la Figura 60. .... 161
- Figura 63. Diagramas ortogonales de desmagnetización del plutón Compostela en la zona transicional del Cinturón Batolítico Peninsular (a)-(d) y del plutón San Roque (e)-(h) en la península de Vizcaíno. Las convenciones de la gráfica son como en la Figura 59. .... 163
- Figura 64. (a) Proyección estereográfica de los resultados de la media de los sitios y sus intervalos de confianza de las muestras del plutón San Roque en la península de Vizcaíno. Los círculos sólidos y abiertos son proyecciones en el hemisferio inferior y superior, respectivamente. Las convenciones de la gráfica son como en la Figura 7. (b) Resumen de las direcciones medias de los plutones a lo largo de la sección estudiada, con sus intervalos de confianza. SJe, plutón San Jerónimo; NR, plutón Nuevo Rosarito; PP, plutón Punta Prieta; LR, plutón La Rinconada; COM, plutón Compostela; SR, plutón San Roque. La dirección de referencia esperada para las diferentes edades de los plutones está representada con una estrella. .... 165
- Figura 65. Mapa geológico simplificado del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) y de la península Vizcaíno, mostrando el basamento modificado de las provincias tectonoestratigráficas y del arco volcánico Cretácico Alisitos según Schmidt et al. (2002). SSPM, Sierra San Pedro Mártir; FTA, falla Tosco-Abreojos; FSM-SL, falla Santa Margarita-San Lázaro. Plutones y localizaciones de la sección en 31°N: B, Aguaje del Burro; MI, El Milagro; PO, El Potrero; SJ, San José; SPM, San Pedro Mártir; T, San Telmo; ZA, La Zarza. Los cuerpos plutónicos estudiados en porción meridional del CBP (27°-29°N) están representados por su forma y localización: PP, Punta Prieta intrusiva la secuencia KA; LR, La Rinconada; NR, Nuevo Rosarito; y SJe, San Jerónimo están emplazados en las secuencias JNR-A. COM, Compostela se localiza entre corteza jurásica (J<sub>NR-A</sub>) y paleozoica (depósitos

de talud del Or-Perm) y SR, San Roque localizado en la península Vizcaíno. Un resumen de las rotaciones está insertado en tablas: (a) Resultados según Molina-Garza et al. (2014) de la sección en 31°N. Los plutones de la zona oeste T, B, MI y ZA del CBP son estables, mientras que los plutones localizados en la zona transicional SJ, PO y SPM están rotados. (b) Resultados del análisis de los plutones a 28°N; están ligeramente rotados en sentido horario y el plutón más al este (COM) también está rotado en sentido horario. (c) Resultados para el plutón San Roque de la península Vizcaíno muestran una rotación grande en sentido horario. Las líneas punteadas están inferidas, indicando los límites entre las secuencias  $J_{NR-A}$  y las rocas clásticas de tras arco. La línea magnetita/ilmenita trazada es de Gastil et al. (1990). Localidades de referencia: BA, Bahía de los Ángeles; C, Calamajué; EA, El Arco; SQ, San Quintín; SRo, Santa Rosalita..... 169

Figura 66. Reconstrucción paleogeográfica hipotética del Jurásico-Cretácico Temprano para el noroeste de México, modificado de Blakey (<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/namK140.jpg>). Fallas transformantes derechas basadas en Hopson et al. (2008). Edades U-Pb de referencia para rocas plutónicas son de: (a) Johnson et al. (2003; plutón Concepción); (b) Alsleben (2005; Sierra Calamajué); (c) Peña-Alonso et al. (2012; complejo plutónico La Unión); (d) Kimbrough (2008; Calmallí); (e) Valencia et al. (2006; El Arco); (f) Kimbrough y Moore (2003; Sierra San Andrés); (g) este trabajo (plutón San Roque); (h) Anderson y Schmidt (1983; gneiss Francisco); Vega-Granillo et al. (2012; granito Cubampo). BCp, Baja California península; SIN, Sinaloa; SON, Sonora..... 173

Figura 67. Reconstrucción paleogeográfica del Jurásico Tardío para el noroeste de México, modificado de Blakey (<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/namK140.jpg>). El sentido diestro de las fallas transformes está basado en las propuestas por Hopson et al. (2008). Se esquematiza el desarrollo de un arco de islas parautóctono mediante subducción oblicua durante el Jurásico Temprano en un periodo desde ca. 173 Ma a ca. 150 Ma. Las referencias de las edades se encuentran en la Figura 65. (b) Esquema de un sistema de arco de islas. En donde se esquematiza la deshidratación de la placa oceánica subducida, promoviendo la generación de fundidos ascendentes que intrusionan en la corteza también de afinidad oceánica. En la figura los números indican la asociación entre lo representado en el esquema y las localidades con las que se correlacionan. Modelo modificado de Best (2003). (c) Reconstrucción paleogeográfica hipotética del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano para el noroeste de México, modificado de Blakey (<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/namK140.jpg>). Mostrando el desarrollo cuencas intra-arco se muestra el movimiento relativo responsable de deformación transpresiva. BCp, Baja California península; SIN, Sinaloa; SON, Sonora. (d) Esquema del perfil que representa la apertura de cuencas intra-arco en donde se depositaron las secuencias volcánicas-volcanoclásticas jurásicas en la parte central de la península de Baja California. .... 181

Figura 68. Mapa geológico del área de estudio indicando las tres zonas definidas a partir de su mineralogía, geoquímica e isótopos de Sm/Nd característico de cada complejo plutónico. Distribución de plutones: Zona oeste (ZO): P. NR,

Nuevo Rosarito; P. Sje, San Jerónimo; P. RIN, La Rinconada; P. CAL, Calmallí. Zona transicional (ZT): P. COM, Compostela; P. EP, El Paraíso; P. LC, Los Corrales. Zona este (ZE): P. SB, San Borja; P. SP, San Pedro. Los valores de MgO#, Sr/Y y  $\epsilon\text{Nd}(t)$  representan los promedios para cada una de las zonas. .... 184

Figura 69. Representación esquemática de la evolución tectónica del sur del CBP entre ~165 Ma a ~100 Ma, según se describe en las etapas a) ~165-140 Ma, b) ~130 Ma y c) ~128-100 Ma. La línea punteada en la figura (c) representa el nivel inferido de erosión actual. Abreviaturas: P.p.= plano promedio ..... 185

## Lista de tablas

Tabla 1. Muestras analizadas para geoquímica de rocas encajonantes. Abreviaturas: Lat= Latitud; Long= Longitud. Las coordenadas están en UTM; datum NAD27. ....	24
Tabla 2. Muestras analizadas para geoquímica de rocas plutónicas. Simbología: * = Muestra con análisis isotópico Sm/Nd. Abreviaturas: Lat= Latitud; Long= Longitud. Las coordenadas están en UTM; datum NAD27. El tipo de roca es según su clasificación modal. ....	26
Tabla 3. Límites de detección de elementos mayores (en % m/m) y traza (en ppm) de análisis “4LithoRes” (ActLabs-Skyline de Ancaster, Ontario, Canadá). ....	27
Tabla 4. Valores promedio de la geoquímica de roca total de rocas intrusivas, se incluyen los promedios de algunos radios entre elementos traza y tierras raras. Los resultados están discriminados por zonas y regiones. Abreviaturas. ZO= Zona oeste, ZT= Zona transicional y ZE= Zona este. ....	118
Tabla 5. Concentraciones de Sm y Nd y composiciones isotópicas de roca total de muestras del área de Vizcaíno, El Arco y el Cinturón Batolítico peninsular.*= Bodo Weber (Comunicación personal, 2015), °= Weber y López-Martínez (2006). ....	123
Tabla 6. Datos paleomagnéticos y parámetros estadísticos. Nota: n/N= Relación del número de muestras desmagnetizadas con respecto al número de muestras usadas para el cálculo de la media por sitio. Dec= declinación de la media e Inc= inclinación de la media; k=parámetro de precisión; $\alpha_{95}$ y $A_{95}$ = 95% intervalo de confianza; (*) sin los sitios excluidos de los cálculos finales. ....	157
Tabla 7. Polos y direcciones paleomagnéticas del transecto del Cinturón Batolítico. R y F son los parámetros de rotación y flattening con sus respectivos errores $\Delta R$ y $\Delta F$ , usando los polos de referencia de Torsvik et al. (2012). Otros parámetros estadísticos están definidos en la Tabla 8. ....	170

# 1. Introducción

El estudio sistemático acerca de la historia geológica de la península de Baja California empieza a documentarse principalmente a partir de los trabajos de Gastil et al. (1975). Se propone desde entonces que las unidades litológicas más abundantes están asociadas con arcos magmáticos del Mesozoico que se desarrollaron en el occidente de Norteamérica y que posteriormente colisionaron contra el continente (Gastil et al., 1975; Busby et al., 1998; Johnson et al., 1999a; Dickinson y Lawton, 2001). La geología del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) que aflora desde el sur de California, EUA, hasta el paralelo 28°N en la península de Baja California, México, aporta importante información para descifrar la evolución tectónica del sistema cordillerano del SW de EUA y NW de México. A pesar de que se han publicado diferentes modelos que pueden explicar de manera consistente el proceso de acreción tectónica en la región (Gastil, 1975; Gastil, 1993; Busby et al., 1998; Symons et al., 2003; Busby, 2004), aún prevalecen controversias al definir la polaridad de la subducción (Dickinson y Lawton, 2001; Hildebrand y Whalen, 2014), la temporalidad del o los arcos magmáticos involucrados en el desarrollo de la cordillera, así como de sus relaciones genéticas. Además, también existe un debate acerca de la paleoposición de Baja California, ya que la interpretación de los datos paleomagnéticos sugieren un transporte hacia el norte de ~1200 km o más, así como rotaciones de la península de ~20° a ~50° en sentido horario, desde el Cretácico (Teissere y Beck, 1973; Hagstrum et al., 1985; Filmer y Kirschvink, 1989; Hagstrum y Sedlock, 1990; Beck, 1991; Ague y Brandon, 1992). A raíz de esas controversias, hasta el momento no se ha podido adoptar un modelo paleogeográfico totalmente consistente con las observaciones geológicas y geofísicas realizadas a lo largo de la península.

## 1.1 Antecedentes

El Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) forma parte del sistema cordillerano de Norteamérica y aflora entre las latitudes 34°N, en el sur de California, EUA y 28°N, en la parte media de la península de Baja California, México. Hacia el sur del paralelo

28°N la geología superficial está dominada por rocas volcánicas terciarias, sin embargo, Langeheim y Jachens (2003) muestran un cinturón continuo de altos magnéticos desde el sur de California hasta el extremo sur de la península que sugiere que el CBP se extiende hasta ~24°N.

Con base en criterios petrológicos, geofísicos, geoquímicos e isotópicos, así como de afinidad con la corteza encajonate, el CBP ha sido dividido axialmente en dos zonas principales (Gastil et al., 1975; Gastil, 1983; Gastil et al., 1990; Silver et al., 1979; DePaolo, 1981; Schmidt et al., 2002). Los plutones pueden agruparse en: a) una zona oeste que consiste en rocas intrusivas cuya composición varía de gabro a tonalitas principalmente, los cuales intrusionan secuencias volcánicas jurásico-cretácicas metamorizadas en facies de esquistos verdes (Figura 1; Kimbrough et al., 2001; Tulloch y Kimbrough, 2003; Symons et al., 2003; Peña-Alonso et al., 2012) y b) una zona este de rocas plutónicas de composición tonalítica, granodiorítica y granítica (Silver y Chappell, 1988; Walawender et al., 1990) que intrusionan rocas metamórficas en facies de esquistos verdes y anfibolita que se interpreta que pertenecen a una secuencia miogeoclinal paleozoica (Figura1; Geherels et al., 2002; *en* Schmidt et al., 2014). Esas zonas están separadas por la línea magnetita-ilmenita definida con base en mediciones aeromagnéticas por Gastil et al. (1990). Dicha línea sigue siendo una importante referencia para discriminar entre las regiones mencionadas y guarda cierto paralelismo con la línea gabro-tonalita (Gastil, 1983) indicada en la Figura 1. Aunque en ambas zonas, los plutones son principalmente del Cretácico Temprano, los occidentales son más antiguos (~120 Ma) que los orientales (~100 Ma) (Ortega-Rivera, 2003). En algunas zonas del CBP los límites entre las zonas oeste y este no son claros. A 31°N, en la sierra San Pedro Mártir (SSPM en la Figura 1) aflora un cinturón muy bien expuesto de estructuras deformadas interpretado como una zona transicional o de sutura entre la unidad prebatolítica jurásica de asociación oceánica y la corteza paleozoica con afinidad continental (Schmidt et al., 2002). Alsleben et al. (2014) interpreta que esta zona transicional, o de sutura, se extiende a lo largo de los 800 km de exposición del Cinturón Batolítico Peninsular.

Se ha documentado cierta simultaneidad entre la actividad magmática y el desarrollo de zonas de sutura cerca del límite Aptiano-Albiano durante la acreción tectónica entre las cortezas oceánica y continental desde la latitud 31°N de la sierra San Pedro Mártir (Johnson et al., 1999a; Schmidt y Paterson, 2002; Johnson et al., 2003; Molina-Garza et al. 2014), hasta la zona de estudio en la zona de Nuevo Rosarito-La Unión en ~28.5°N (Peña-Alonso et al., 2012 y 2015). No obstante, los niveles de acreción expuestos, estilo de deformación y edad, aún están pobremente documentados, principalmente en la zona de estudio, en el sur del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP).

Algunos trabajos recientes relacionados con los complejos plutónicos cretácicos de Baja California se han enfocado al estudio de la paleoposición y edad (Böhnel y Delgado-Argote, 2000; Böhnel et al., 2002; Symons et al., 2003; Ortega-Rivera, 2003; Molina-Garza et al., 2014). Por ejemplo, Molina-Garza et al. (2014) reportan datos paleomagnéticos de una sección W-E que corta los plutones a la latitud 31°N de la sierra San Pedro Mártir (Figura 1), observando que aquellos que se encuentran dentro de la zona transicional entre las zonas occidental y oriental del CBP se caracterizan por tener paleopolos muy discordantes, indicando aparentes rotaciones en sentido horario, por lo que sugieren que el CBP ha sufrido deformaciones internas debido a deformación tectónica y que es más intensa en la zona de sutura.

En este trabajo se estudiaron ocho cuerpos intrusivos y sus relaciones con las rocas encajonantes en un área localizada en la parte meridional del CBP, desde las latitudes 28.8° a 28°N y las longitudes 114.1° a 113°W, correspondientes a las localidades de Punta Prieta en el noroeste hasta la sierra El Arco en el sureste (Figura 1). También se estudió el cuerpo intrusivo de San Roque ubicado en la península Vizcaíno (~27.14°N). En esas regiones las variaciones mineralógicas y litológicas de los cuerpos plutónicos sólo han sido descritas de forma general y su geoquímica de roca total e isotópica, así como historias de deformación prácticamente se desconocen.

Los datos publicados hasta el momento no permiten definir la relación que existe entre las unidades litológicas de la zona sur del CBP con las diferentes cortezas que se han tomado como referencia en la zona norte, así como la proyección de las líneas magnetita-ilmenita y gabro-tonalita definidas por Gastil (1993) y Gastil et al. (1975; 1990), y el esquema geológico regional que sintetiza Schmidt et al. (2002). En todos esos trabajos se considera que los límites entre las zonas oeste y este son hasta el paralelo 28°, aunque sólo están bien documentadas hasta el sur de la sierra San Pedro Mártir (~30.5°N) en lo que se refiere a las rocas plutónicas (Schmidt et al., 2014) y hasta la sierra Calamajué-La Asamblea (~29.3°N) con respecto a las rocas encajonantes (Campbell y Crocker, 1993; Alsleben et al., 2014). Con relación a lo anterior, los trabajos recientes realizados en la zona meridional del CBP por Avilez-Serrano (2012), Torres-Carrillo et al. (2011 y 2016), Peña-Alonso et al. (2012 y 2015), Caballero-Ramírez (2014) concluyen que la extrapolación de dichas características hacia la zona de estudio tiene abundantes inconsistencias y que los niveles de exposición relativos, características de la deformación, rasgos petrológicos y edades de los plutones, aun deben analizarse para describir las historias de acreción magmática en la región.

Autores como Busby et al. (1998) proponen la existencia de una corteza oceánica sobre la que se desarrolló el arco cretácico Alisitos en el sur de la localidad de El Rosario, e infieren que secuencias ofiolíticas similares a las de la península Vizcaíno continúan hacia esas latitudes.

Debido a que las secuencias ofiolíticas más cercanas al CBP son las que afloran en la península Vizcaíno, este estudio incluye el análisis petrológico y paleomagnético del plutón San Roque localizado en la parte sur de dicha península, el cual puede pertenecer a la serie de plutones jurásicos que intrusionan a la ofiolita de la península Vizcaíno (Figura 2).

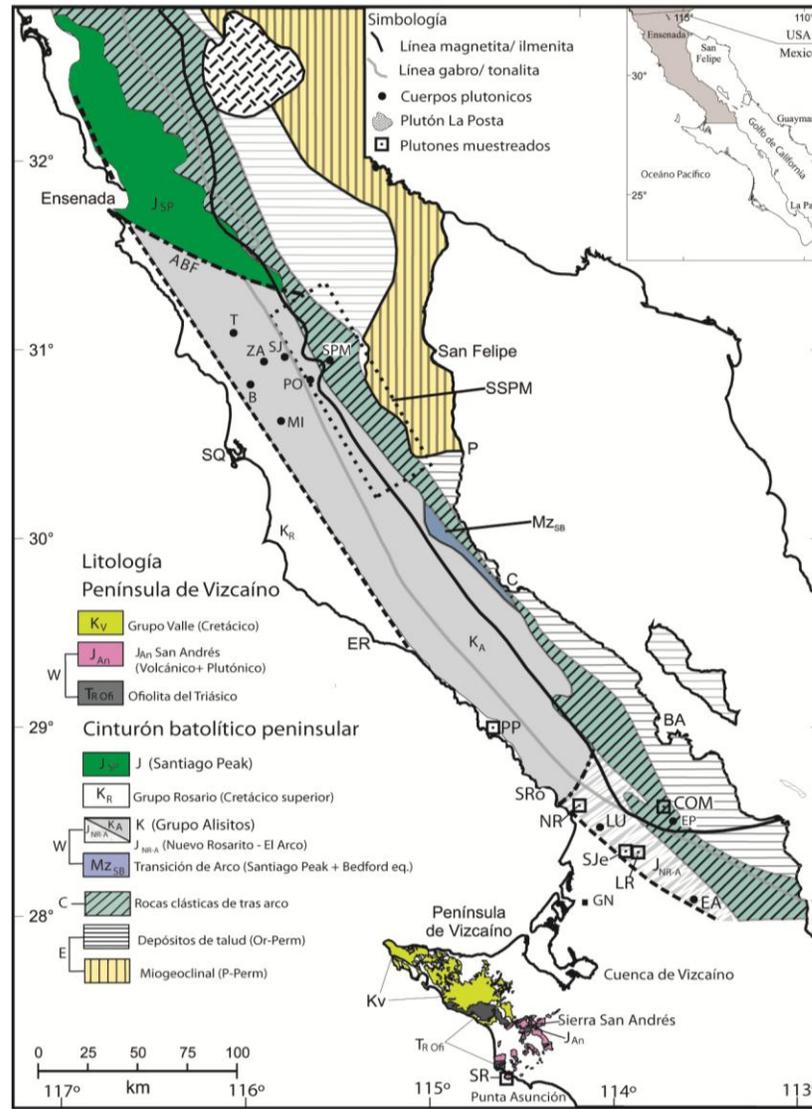


Figura 1. Mapa geológico simplificado del Batolito Peninsular donde se muestra el basamento de las provincias tectonoestratigráficas y el arco volcánico Cretácico de Alisitos (según Schmidt et al. 2002; Gastil 1993) y las rocas Jurásicas volcánicas y volcanoclásticas de Nuevo Rosarito-El Arco ( $J_{NR-A}$ ; Avilez-Serrano 2012; Caballero-Ramírez 2014) que se han propuesto como equivalentes a las rocas Jurásicas de San Andrés en la península de Vizcaíno. Los plutones analizados en el área de estudio son: COM, Compostela (intrusionando corteza Jurásica ( $J_{NR-A}$ ) y Paleozoica); LR, La Rinconada (intrusionando la secuencia del  $J_{NR-A}$ ); NR, Nuevo Rosarito (intrusionando la secuencia del  $J_{NR-A}$ ); PP, Punta Prieta (intrusionando al Grupo Alisitos ( $K_A$ )); SJe, San Jerónimo; SR, San Roque (intrusionando en el complejo Jurásico volcánico y plutónico de San Andrés ( $J_{Ar}$ )) en la península Vizcaíno. Los plutones localizados a lo largo del transecto 31°N (Molina-Garza et al. 2014) son: B, Aguaje del Burro; MI, El Milagro; PO, El Potrero; SJ, San José; SPM, San Pedro Mártir; T, San Telmo; ZA, La Zarza. Las líneas punteadas indican los límites entre el Grupo Rosario y el arco Alisitos según Tulloch y Kimbrough (2003). Las líneas magnetita/ilmenita y gabro/tonalita según Gastil (1983) y Gastil et al. (1990). Las tres unidades geológicas principales: Zona oeste (W), zona este (E) y zona central (C) según Schmidt et al. (2002) y Gastil (1993). FAB, falla Agua Blanca; BA, Bahía de los Ángeles; C, Calamajué; EA, El Arco; EP, El Paraíso; ER, El Rosario; GN, Guerrero Negro; P, Puertecitos; SQ, San Quintín; SRo, Santa Rosalita; SSPM, Sierra San Pedro Mártir.

## 1.2 Hipótesis y objetivos de trabajo

Con base en observaciones estructurales de campo, datos petrológicos de roca total, incluyendo geoquímica isotópica de Sm/Nd, geocronológicos de U-Pb en zircón obtenidos en las rocas encajonantes y batolíticas del área de estudio, así como del resultado del análisis paleomagnético en plutones, el objetivo general de este trabajo es proponer un modelo acerca de la historia acrecional del Mesozoico para la península de Baja California.

Para lograr dicho objetivo se plantearon las siguientes hipótesis y objetivos particulares:

1) Bajo la premisa de que entre las regiones de Vizcaíno, en la costa del Pacífico y El Arco, en la parte central de la península de Baja California la corteza es el resultado de una acreción principalmente magmática y que la deformación de las rocas encajonantes del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) ocurre principalmente en el interior de cuencas intra-arco, se propone el objetivo de definir las principales etapas evolutivas de los arcos magmáticos mesozoicos de la parte central de la península de Baja California por medio de la combinación de metodologías geológicas como la geoquímica de roca total, geoquímica isotópica y geocronología, con datos paleomagnéticos y estructurales de las rocas plutónicas y sus encajonantes.

2) Bajo la misma premisa se propone poner a prueba la existencia de una posible zona de sutura entre las zonas occidental y oriental por medio de técnicas paleomagnéticas ya que la probabilidad de que ocurran rotaciones importantes bajo condiciones de convergencia oblicua es alta.

Los resultados de los objetivos anteriores están orientados a probar la hipótesis sobre el origen esencialmente autóctono de arcos cuyas actividades principales ocurrieron durante el Jurásico y el Cretácico y se amalgamaron a finales del segundo periodo. Esta segunda prueba aportará argumentos importantes para interpretar la evolución de los arcos magmáticos del NW de México.

### 1.3 Marco geológico regional

Desde los trabajos pioneros de Gastil et al. (1975) y Gastil (1993), la parte norte de la península de Baja California ha sido dividida en tres unidades geológicas principales (Figura 1): (1) En el oeste una secuencia prebatolítica del Triásico-Jurásico que incluye rocas equivalentes a la Formación Franciscan, a la que se asocian rocas de afinidad ofiolítica en Vizcaíno- Isla Cedros y en las que se desarrolla un arco del Jurásico Medio-Cretácico Temprano (Sedlock, 2003; Peña-Alonso et al., 2015 y referencias incluidas). En la península de Baja California, al sur de la falla de Agua Blanca (FAB en la Figura 1), los plutones tipo-I del CBP de la zona oeste están encajonados por secuencias volcánicas y volcanoclásticas de un arco de islas Mesozoico, colectivamente llamado Grupo Alisitos (Beggs, 1984), el cual presumiblemente está desarrollado sobre corteza oceánica. En el área de estudio las rocas encajonantes del CBP más antiguas corresponden a rocas volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano intensamente deformadas (Peña-Alonso et al., 2015) (J<sub>NR-A</sub> en la Figura 1). (2) Una zona central cercana al eje de la península que consiste en secuencias clásticas y volcanoclásticas definidas como "*Flysch-like*" del Triásico-Cretácico Medio, cuyo origen tectónico es incierto y que recientemente se ha asumido que forma parte del segmento de arco Santiago Peak (Schmidt et al., 2014; Figura 1). Esta zona corresponde al cinturón de tras arco Triásico-Cretácico reportado por Gastil (1993), el cual es considerado como una zona de transición por Schmidt et al. (2002) porque comparte características geoquímicas e isotópicas con el CBP. (3) Una zona este que consiste en rocas clásticas interpretadas como depósitos de talud del Ordovícico-Pérmico, así como secuencias carbonatadas y clásticas del Proterozoico-Pérmico intrusionadas por plutones tipo-S (Gastil et al., 1990).

#### 1.3.1 Características de los intrusivos del CBP

Las rocas intrusivas de la zona oeste del CBP forman plutones comúnmente zonados donde el núcleo es máfico, como el plutón San Telmo (Delgado-Argote et al., 1995). Localmente pueden estar deformados por efecto de intrusiones sucesivas. La edad U-

Pb más antigua, de ca. 128 Ma, se reporta en la zona de estudio, en el plutón Punta Prieta (Figura 1; Torres-Carrillo et al., 2016), contemporánea a rocas volcánicas relacionadas con el CBP al NW de San Diego, California (Ortega Rivera, 2003). De acuerdo con Symons et al. (2003), las edades U-Pb en zircones de las rocas intrusivas más jóvenes de la zona oeste son de alrededor de 105 Ma. Composicionalmente, varían de gabro a granodiorita, son metaluminosos (tipo-I) y tienen afinidad de arco de islas (Symons et al., 2003). A partir de criterios estructurales y mineralógicos se estima que los plutones al oeste de San Pedro Mártir (Figura 1) se emplazaron a profundidades subvolcánicas (Tate y Johnson, 2000; Johnson et al., 2002), y que su asociación es de arco de islas primitivo (Silver et al., 1979; Gastil, 1983; Gastil, 1991; Johnson et al., 2002; Hildebrand y Whalen, 2014). En particular, los plutones máficos del suroeste de CBP, en la zona de estudio, forman un cinturón que se extiende desde la localidad de Punta Prieta (28.66°N) hasta el plutón Calmallí (28.2°N), al norte de la sierra El Arco. Típicamente, estos plutones se caracterizan por contener óxidos de fierro de la serie de la titanomagnetita, con susceptibilidades magnéticas aproximadas de alrededor de  $130 \times 10^{-5}$  SI (Torres-Carrillo et al., 2011). Presentan características particulares, pues tienden a ser de forma cilíndrica y de tamaños menores a los 100 km<sup>2</sup> (Delgado-Argote et al., 2012). La presencia de texturas cumúlíticas puede ser común en las secuencias más gabroicas y el desarrollo de vetillas en enrejado (stockwork) rellenas de anfíboles es una característica en las rocas más antiguas de un plutón que han estado sujetas a alteración de tipo deutérico en planos de fracturas de enfriamiento, principalmente verticales (Torres-Carrillo et al., 2011; Peña-Alonso et al. 2012). Las texturas dominantes en estas rocas son isotrópicas y la foliación magmática, cuando está presente, está pobremente desarrollada con respecto a los plutones de la zona transicional y oriental. También son comunes las relaciones de mezcla (mingling) entre los primeros magmas máficos y los tonalíticos posteriores (Todd, 2004; Torres-Carrillo, 2010). Existen evidencias de campo que indican una asociación cercana entre los intrusivos máficos y los tonalíticos y granodioríticos (Torres-Carrillo et al. 2011), estas posibles relaciones genéticas han sido confirmadas por asociaciones geoquímicas, pues los patrones de tierras raras (REE) son similares a los descritos por Gromet y Silver (1987), casi planos desde las REE ligeras hasta las pesadas y, en

algunos casos, con pequeñas anomalías negativas de Eu, con excepción de los gabros. Esos patrones se asocian con procesos de diferenciación a partir de gabros en esta zona (Morton et al., 2014; Torres-Carrilo et al., 2012). Al norte del CBP en el sur de California, los resultados isotópicos para las rocas intrusivas de la zona oeste muestran valores principalmente bajos de  $Sr_i$  (0.7032 - 0.7066) con un promedio de 0.7040 (Kistler et al., 2014), y valores de  $\epsilon_{Nd}$  más positivos que las rocas de las zonas transicional y este del Cinturón Batolítico Peninsular, los cuales son más positivos ( $\epsilon_{Nd}$  = -1.0 a +5.6; promedio = +3.1), indicando su posible afinidad con fuentes derivadas de ambientes asociados con corteza oceánica (Kistler et al., 2014).

Los plutones de la zona este, tipo La Posta, cubren un intervalo de edad de 99 a 92 Ma (Kimbrough et al., 2001), son típicamente grandes, de dimensiones batolíticas, con zonación concéntrica desde tonalita en los márgenes, graduando a granodiorita hasta centros graníticos. Forman plutones cuyas texturas son típicamente de grano grueso con foliación bien desarrollada. Mineralógicamente son ricos en biotita, hornblenda, feldespatos potásico y plagioclasa (andesina-oligoclasa) (Avilez-Serrano, 2012). Algunos plutones son de dos micas, la ilmenita es el óxido dominante y la esfena ehedral es característica en los granitoides del este (Walawender et al., 1990). Datos geoquímicos de rocas intrusivas de la zona este muestran que están típicamente más enriquecidas en REE ligeras y empobrecidas en REE pesadas con respecto a los de la zona oeste, además de tener anomalías negativas de Eu más notables (Gromet y Silver, 1987; Morton et al., 2014). Análisis isotópicos de Hf en zircones de intrusivos tipo La Posta arrojan edades modelo cercanas a 2300 Ma (Shaw et al., 2014), otros resultados de análisis de muestras plutónicas jóvenes (94-91 Ma) de la parte noreste del CBP muestran un enriquecimiento en  $Sr_i$  relativo a la parte oeste, con valores entre 0.7060 y 0.7088 y valores  $\epsilon_{Nd}$  que van desde -2.4 a -3.9 (Kistler et al., 2014). Estas relaciones isotópicas sugieren contaminación de los magmas con una fuente enriquecida en componentes de corteza continental.

Plutones con las características tanto de la zona oeste como de la este, intrusionan una zona transicional, llamada "zona central" por Schmidt et al. (2014). Estudios

recientes sobre las características de los plutones en esta zona en el extremo sur del CBP indican que estos intrusivos pueden compartir algunas características con las zonas vecinas (Avilez-Serrano, 2012). Contienen titanomagnetita con exsoluciones de ilmenita, desaparece la plagioclasa cálcica, incrementándose el contenido de oligoclasa hacia el oriente, mientras que la esfena aparece como mineral accesorio común en todos los plutones de la zona transicional (Avilez-Serrano, 2012). Los cuerpos intrusivos de la zona transicional del CBP a latitud de 31°N (sierra San Pedro Mártir) incluye plutones anidados con rasgos de emplazamiento sin-cinemáticos con evidencias de una fase temprana de deformación compresiva (Johnson et al. 2002; 2003). Estas rocas tienen edades U-Pb que van desde  $110.4 \pm 1.6$  (Johnson et al., 1999b) hasta  $100.1 \pm 0.5$  Ma (Schmidt y Paterson, 2002). Análisis isotópicos de rocas en la zona transicional al sur de California (norte del CBP) reflejan valores de  $Sr_i$  con rangos que van desde 0.7045 a 0.7055 (Morton et al., 2014), indicando una fuente de magmas ligeramente más evolucionada que la de los plutones del oeste (Kistler et al., 2014), pero menores que los plutones de la zona este.

### **1.3.2 Rocas prebatolíticas del Cinturón Batolítico Peninsular**

Las rocas prebatolíticas de cada lado del tradicionalmente inferido límite cortical (Figura 1) son diferentes en términos de litología y grado metamórfico. En California, al noroeste del CBP el basamento está conformado por sucesiones de rocas clásticas de edad Jurásica, nombrada "*Bedford Canyon Formation*". Este basamento del Jurásico contiene plutones deformados y metamorfizados que intrusionan migmatitas y gneises conocidos como esquisto Julian Peak (Shaw et al., 2003; Todd, 2004 en Hildebrand y Whalen, 2014). Esta secuencia está en discordancia con rocas volcanoclásticas y volcánicas cretácicas de Santiago Peak en California.

Al norte de la ciudad de San Diego, California, se reporta un grupo de rocas volcanoclásticas marinas del Jurásico Tardío llamada Formación Peñasquitos, las cuales están foliadas, y en algunos lugares volcadas, antes de la depositación de las rocas volcánicas de Santiago Peak (Kimbrough et al., 2014). El arco volcánico de

Santiago Peak está integrado por rocas con edades desde 128 a 110 Ma y consiste en lavas basálticas a riolíticas, brechas volcanoclásticas, tobas soldadas, rocas epiclásticas, diques y pequeñas intrusiones hipabisales. La litología más común está formada por brechas volcanoclásticas. Herzing y Kimbrough et al. (2014) observan que las rocas volcánicas de Santiago Peak presentan minerales característicos de la facies de esquistos verdes, pero interpretan que se deben a alteración hidrotermal contemporánea al vulcanismo de arco y no es el resultado de un evento regional. Las rocas de esta secuencia continúan por lo menos 300 km hacia el sur, hasta la falla Agua Blanca en Baja California, México. Esta falla separa Santiago Peak hacia el norte de las rocas de la Formación Alisitos hacia el sur (FAB de la Figura 1; Wetmore et al., 2005).

En la localidad tipo, al sur de la falla Agua Blanca, la Formación Alisitos está compuesta por flujos volcánicos y brechas, depósitos piroclásticos y volcanoclásticos, areniscas volcanogenéticas, un prominente y extenso miembro de calizas arrecifales y sedimentos marinos con abundantes bivalvos que definen a la mayor parte del grupo entre el Aptiano Tardío-Albiano Temprano (Allison, 1974). Dicha litología ha sido definida como Grupo Alisitos por Beggs (1984), quien reconoce siete facies volcánicas de acuerdo con la distribución que guardan con respecto a la naturaleza del vulcanismo en un área y a la distancia al centro volcánico al que estén asociadas las facies. Dicho autor reconoce centros de tipo calderas silícicas y volcanes compuestos andesíticos. Aunque la edad del Grupo Alisitos ha sido constreñida principalmente con información fosilífera, Carrasco et al. (1995) y Johnson et al. (2003) obtuvieron edades U-Pb de flujos volcánicos de  $116 \pm 2$  Ma,  $115 \pm 1.1$  Ma y  $114.8 \pm 1.5$  Ma. También hacia el sur de la localidad tipo del Grupo Alisitos, en el área de El Rosario (Figura 1) Busby et al. (2006) reportan estratovolcanes andesíticos cubiertos por calizas arrecifales, ignimbritas silícicas asociadas a calderas, rocas volcanoclásticas y una variedad de rocas volcánicas con rangos de edad entre 112 a 105 Ma. Los plutones que intrusionan a esta secuencia tienen rangos de edad U-Pb desde 117 a 105 Ma (Johnson et al., 1999a; Busby et al., 2006), correspondientes a finales del Cretácico Temprano.

Hacia el este de la península de Baja California, están expuestas rocas metamórficas que se interpretan como estratos del margen continental del Paleozoico (Gastil et al., 1975). La mayoría de las investigaciones sugieren que estas rocas forman parte del miogeoclinal y depósitos de talud del margen pasivo de Norteamérica (Gastil y Miller, 1984; Griffith y Hoobs, 1993). Gastil (1993) observa que estas secuencias tienen continuidad con sus contrapartes en Sonora, México, antes de la apertura del Golfo de California durante el Neógeno. En general, las unidades paleozoicas están subdivididas en estratos clásticos de depósitos marinos profundos de edad Ordovícico-Pérmico, las cuales están yuxtapuestas a secuencias del Proterozoico Superior y siliciclásticas carbonatadas miogeoclinales del Pérmico, de las cuales no se tienen registros en ningún sitio del sur de Baja California (Schmidt et al., 2014). Las rocas paleozoicas muestran una deformación más intensa que la observada en las rocas mesozoicas del oeste (Schmidt y Paterson, 2002). Se ha interpretado que la mayoría de las estructuras en estas rocas están relacionadas con la deformación asociada con la subducción de la placa Farallón con dirección NE y/o por la colisión del arco de islas Alisitos (K) con Norteamérica durante el Jurásico-Cretácico (Johnson et al., 1999a), dando como resultado estructuras orientadas NW-SE. Sin embargo, el plegamiento y foliaciones con tendencias E-W que se han identificado en las secuencias paleozoicas, es oblicuo a la tendencia general de las rocas encajonantes al oeste de Baja California y estas estructuras no han sido reconocidas en las secuencias más jóvenes (Schmidt y Paterson, 2002), sugiriendo una fase más temprana de deformación de dichas secuencias miogeoclinales paleozoicas (Schmidt et al., 2014).

La sierra San Pedro Mártir (SSPM) (31°N; Figura 1) quizás provee la sección mejor expuesta a través del límite entre el arco de islas Alisitos de afinidad con corteza oceánica y la zona este de afinidad con corteza continental. Dicho límite es reconocido como la zona de sutura entre estos dos tipos de corteza. Al norte de la SSPM Johnson et al. (1999a) describen una zona de intensa deformación donde se desarrolla una estructura de abanico de doble vergencia de ~20-25 km de ancho, cuyo gradiente de deformación se intensifica hacia el este. La cabalgadura principal Mártir; falla con vergencia hacia el oeste y la falla El Rosario, limitan la estructura de abanico hacia el

oeste y hacia el este el límite está definido por el cabalgamiento Agua Caliente con vergencia hacia el este (Schmidt y Paterson, 2002). La mayoría de las estructuras desarrolladas en esta zona se orientan hacia el NNW-SSE (Johnson et al., 1999a). Schmidt y Paterson (2002) reconocen a esta estructura de abanico como la zona de sutura entre el arco Alisitos y las unidades litológicas con afinidad continental. Recientemente se ha denominado también a esta zona transicional entre las dos cortezas como el cinturón central del CBP (Schmidt et al., 2002; Schmidt et al. 2014). Según Schmidt et al. (2014), hacia el sur de la SSPM se desconocen otras estructuras de abanicos con doble vergencia e incluso, no se reconocen afloramientos del contacto entre las secuencias paleozoicas y las rocas sedimentarias mesozoicas al sur del Cinturón Batolítico Peninsular.

En la denominada zona transicional o central, se han identificado ortogneises jurásicos, rocas metavolcánicas del Jurásico-Cretácico, lutitas y areniscas inmaduras localmente intercaladas con capas de caliza y secuencias paleozoicas de talud continental; que incluyen capas de carbonatos y rocas siliciclásticas con biotita, muscovita y silimanita, y en algunas partes esquistosas de la secuencia, se observa andalucita y granate (Gastil, 1993; Schmidt y Paterson, 2002). Los ortogneises tienen edades de hasta ca. 164 Ma con componentes heredados de 900-1000 Ma (Schmidt, 2000; en Schmidt y Paterson, 2002) y Morgan et al. (2005) reportan edades U-Pb entre Triásico-Jurásico para las rocas metasedimentarias en la zona transicional o central. Siguiendo una interpretación de Gastil (1993), quien reúne evidencias de varios depósitos tipo flysch que cubren desde el Ordovícico hasta el Cretácico, desde el sur de California, hasta por lo menos los alrededores de Bahía de los Angeles, Schmidt et al. (2014 y referencias en el trabajo) retoman la distribución de esas unidades para ubicar las unidades tectonoestratigráficas prebatolíticas (Figura 1).

En el pasado estas unidades sedimentarias fueron interpretadas como secuencias de aspecto flysch (*Flysch-like*) por Gastil et al. (1993) y Schmidt y Paterson, (2002). Recientemente han sido interpretadas como parte de un cinturón turbidítico Triásico-Jurásico y se ha sugerido que se extiende ~450 km hacia el sur de Baja California, al

menos hasta la Sierra Calamajué (29°N; Figura 1), y que esta zona central del batolito es equivalente a la secuencia de arco de Santiago Peak (Alsleben et al., 2012; Schmidt et al., 2014; Figura 1).

A la altura de la bahía Santa Rosaliita (~28.7°N; SRo en la Figura 1) existe el límite entre la región donde afloran rocas volcánicas y volcanoclásticas del Grupo Alisitos ( $K_A$ ), que se extiende hacia el norte de Punta Prieta donde ha sido descrita por Beggs (1984), con las secuencias volcánicas y volcanoclásticas deformadas fechadas Jurásico por Peña-Alonso et al. (2012). Se infiere que dicha frontera es tectónica pues la exposición de las unidades jurásicas implican la remoción de la cobertura volcánica cretácica. A partir de esa zona, extendiéndose hasta aproximadamente 30 km al NW de la localidad de El Arco, Avilez-Serrano (2012) realizó un análisis petrográfico y aeromagnético regional de aproximadamente 4,000 km<sup>2</sup> en los plutones cretácicos que intrusionan a las secuencias volcánicas y volcanoclásticas correlacionables con las unidades jurásicas, al comparar sus resultados con los patrones de las anomalías aeromagnéticas en la región, deduce tres zonas que, de acuerdo con el autor, posiblemente manifiestan la presencia de fronteras corticales anteriores al emplazamiento batolítico. Esta región incluye las rocas volcánicas y volcanoclásticas Jurásico tardío-Cretácico temprano intensamente deformadas ( $J_{NR-A}$  en la Figura 1). Cabe mencionar que dichas unidades encajonantes corresponden a las secuencias de esquistos y gneises indiferenciados de Gastil et al. (1975).

### **1.3.3 Región de Vizcaíno-Cedros**

De acuerdo con Kimbrough y Moore (2003), el entendimiento de la evolución tectónica del sistema cordillerano de Norteamérica requiere de una interpretación correcta de las secuencias ofiolíticas y de los arcos volcánicos a lo largo del margen continental. En la región de la península Vizcaíno, en el Pacífico de Baja California, están expuestos de manera discontinua los remanentes de corteza de tipo oceánica nombrados conjuntamente como ofiolita Península Vizcaíno del Triásico Superior ( $221 \pm 2$  Ma; Kimbrough y Moore, 2003), la cual representa una secuencia de centros de expansión

con rocas del manto superior empobrecido y corteza máfica, incluyendo un complejo de diques. Las rocas ofiolíticas afloran a lo largo del borde suroeste de la península Vizcaíno, forman un cinturón orientado hacia el noroeste, desde Punta Quebrada hasta Punta San Pablo (Moore, 1983; Figura 2). Los dos miembros más importantes de la ofiolita Península Vizcaíno son; el complejo ofiolítico Puerto Nuevo y la Ofiolita La Costa (Moore, 1983).

Al norte de la península Vizcaíno, en Punta Quebrada, aflora el complejo ofiolítico de Puerto Nuevo, constituido por rocas ultramáficas serpentinizadas, bloques metamórficos de gneises, anfibolitas y esquistos, rocas metagabroicas, y una sección de lavas almohadilladas de ~100 m de espesor que contiene calizas interestratificadas con radiolarios del Carniano al Noriano Medio-Superior (Barnes, 1984). Al sur de Punta Quebrada continúan los afloramientos de la ofiolita Puerto Nuevo a lo largo de un cinturón orientado N70°W, desde el norte de la sierra El Placer hasta la sierra Morro Hermoso (Figura 2; Castro-Leyva et al., 2001). Se interpreta a partir de edades U-Pb de Kimbrough (1982), que la edad máxima de esta secuencia ofiolítica es de ca. 220 Ma.

Hacia el suroeste de la sierra San José de Castro, la cual ha sido oficialmente nombrada por los geólogos como sierra San Andrés para referirse al conjunto de unidades de roca que afloran a lo largo de la costa entre Punta San Pablo y Punta Asunción en donde está expuesta la Ofiolita La Costa (Moore, 1983; Figura 2), está formada por una secuencia fuertemente deformada de harzburgitas serpentinizadas, gabros cumulíticos y un complejo de diques. La secuencia está cubierta por masas de lavas almohadilladas que a su vez están cortadas por diques y cuerpos irregulares de microgabros (Kimbrough y Moore, 2003). Se estima que la secuencia tiene al menos 3000 m de espesor y se encuentra internamente interrumpida por numerosas fallas normales de bajo ángulo y por fallas laterales del Cenozoico Tardío orientadas hacia el noroeste (Kimbrough y Moore, 2003). Se han identificado afloramientos pequeños de tonalitas y albitas, troncos (*stocks*) aislados y diques anastomosados en los gabros. Barnes y Mattinson (1981 en Kimbrough y Moore, 2003) reportaron que una albita colectada de la zona tiene una edad U-Pb en esfena de  $220 \pm 2$  Ma. Las rocas

ofiolíticas en la sierra San Andrés están intrusionadas por gabros, dioritas y granitoides del Jurásico temprano fechados por Kimbrough y Moore (2003).

Al sur de la sierra San Andrés las rocas de la Ofiolita La Costa están cubiertas por una secuencia sedimentaria del Triásico Superior-Jurásico Inferior denominada Formación San Hipólito (Kimbrough y Moore, 2003), la cual comprende una sección de 2400 m de ancho (Rangin et al., 1981) en donde se define una secuencia de arco de islas constituida por rocas volcánicas, volcanoclásticas, pedernales y, en menor proporción, rocas calcáreas fosilíferas (Castro-Leyva et al., 2001). La fauna de las calizas indica una edad Carniano Tardío-Noriano Tardío (Finch y Abott, 1977; Pessagno et al. 1979). A partir de las edades obtenidas de la Ofiolita Puerto Nuevo, Kimbrough (1982) y de la fauna de la Formación San Hipólito (Finch y Abott, 1977; Pessagno et al., 1979), se ha interpretado que ambos fragmentos de naturaleza oceánica, están próximos al arco volcánico que dio origen a la Formación San Hipólito del Triásico Superior (Kimbrough, 1982 en Castro-Leyva et al., 2001).

La Isla Cedros, al NW de la península Vizcaíno, tiene un basamento que puede dividirse en dos tipos; rocas ofiolíticas y rocas de arco (Busby-Spera, 1988). Al sur de la Isla Cedros aflora una ofiolita desmembrada con edades U-Pb en zircones de 173 Ma (Kimbrough, 1982). En el norte de Isla Cedros, las unidades ofiolíticas están cubiertas por la Formación Choyal (Kilmer, 1979), que consiste en rocas volcánicas submarinas y volcanoclásticas intrusionadas por granitoides cuyas edades U-Pb en zircón son  $163 \pm 3$  y  $167 \pm 5$  Ma (Kimbrough y Moore, 2003). La Formación Choyal de Isla Cedros ha sido correlacionada con las rocas volcánicas y plutónicas que afloran en la parte central de la sierra San Andrés en la península Vizcaíno, fechadas por U-Pb en zircones en un rango de  $134.5 \pm 3.9$  a  $155.6 \pm 2.8$  Ma (Figura 2; Kimbrough y Moore, 2003). Rangin (1978) nombró colectivamente a estos intrusivos jurásicos y sus rocas encajonantes como el complejo volcánico-plutónico San Andrés-Cedros.

En Isla Cedros, el complejo volcánico-plutónico San Andrés-Cedros está sobreyacido por la Formación Coloradito del Jurásico Medio (Figura 2), que consiste en limolitas,

areniscas y bloques de olistostromas de afinidad continental (Kimbrough y Moore, 2003). La edad de unas leucotonalitas de la Formación Coloradito fechadas por U-Pb en zircón por Kimbrough y Moore (2003) cubren un periodo de  $173.1 \pm 3.8$  a  $186.1 \pm 5.3$  Ma. La Formación Coloradito en Isla Cedros y las rocas ofiolíticas de Punta Quebrada al norte de la península Vizcaíno están sobreyacidas por la Formación Eugenia está constituida por depósitos de sedimentos volcanogenéticos de grano grueso que, se interpreta, representa una facies proximal del vulcanismo de arco en la península Vizcaíno, y que es contemporánea a la intrusión de los plutones de la sierra San Andrés (Kimbrough y Moore, 2003). A su vez la Formación Eugenia está cubierta discordantemente por la Formación Perforada, formada por areniscas interestratificadas con lutitas del Aptiano-Albiano (Hickey, 1984). Todo el conjunto anterior está cubierto por la Formación Valle, una secuencia con un espesor de 2000 m, constituida por areniscas, lutitas hacia la base, seguidas por el miembro superior representado por un potente estrato de conglomerados de aguas profundas del Albiano-Eoceno (Figura 2; Castro-Leyva et al., 2001, Kimbrough y Moore, 2003).

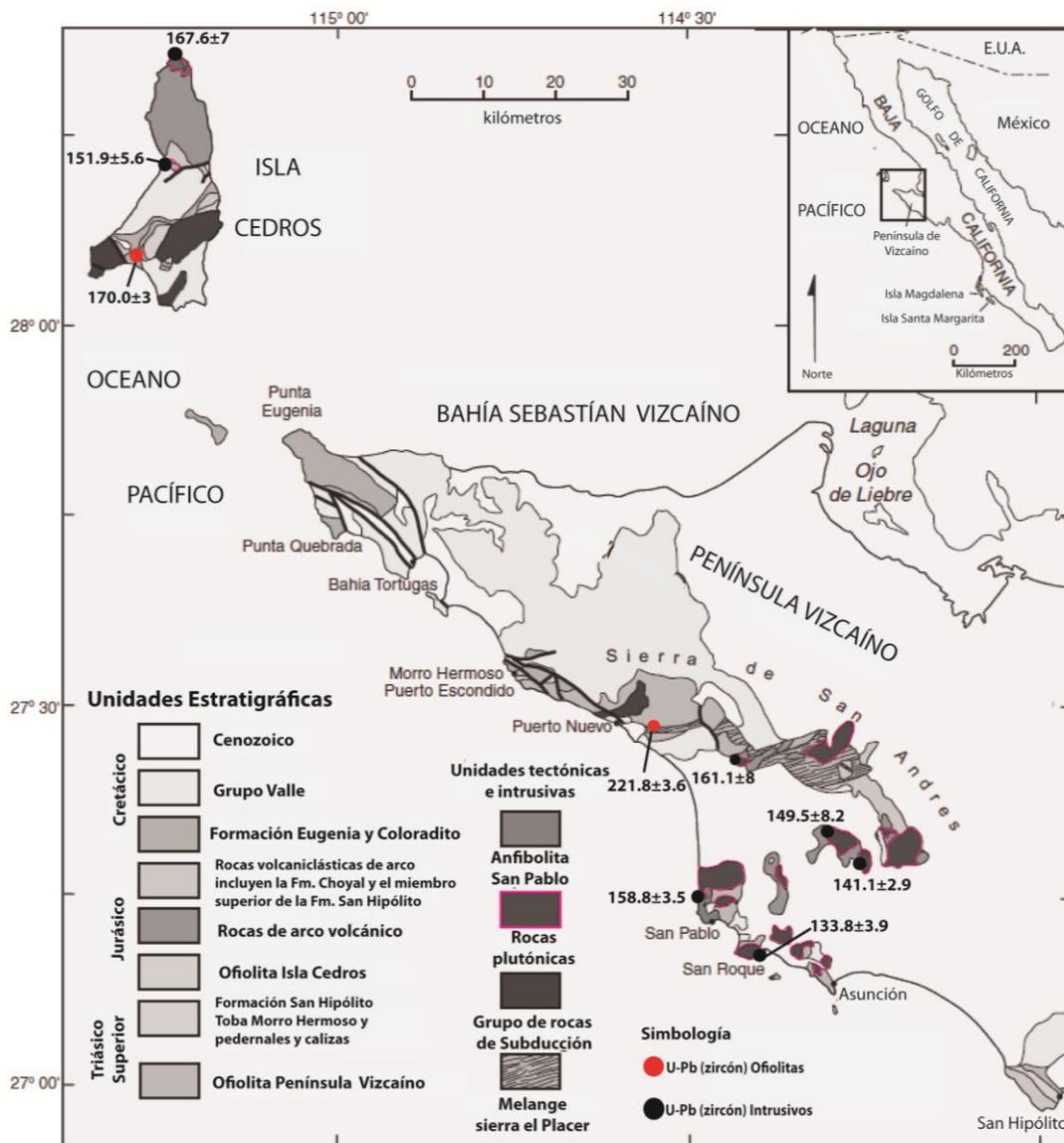


Figura 2. Mapa litológico que incluye algunas localidades con análisis geocronológicos U-Pb. Datos y mapa tomados de Kimbrough y Moore (2003).

## 2. Metodología

En este capítulo se describe la metodología utilizada para el desarrollo de esta tesis, enfatizando en la cartografía, los criterios seguidos para la toma de muestras para fines petrológicos y estructurales. Se describe el procesamiento de las muestras en los laboratorios para su análisis petrográfico, geoquímico, isotópico y geocronológico. También se mencionan los métodos utilizados para evaluar petrológicamente el resultado de los análisis petrográficos, geoquímicos, isotópicos y estructurales. La metodología y el procedimiento seguido para el análisis de los datos paleomagnéticos se encuentra explicado en el capítulo 5.

### 2.1 Trabajo de campo

La ubicación de los puntos de muestreo y de las observaciones hechas en campo se realizaron con un GPS Garmin® 12X utilizando el datum NAD27. Los datos estructurales se obtuvieron con una brújula Brunton® Geo Transit Pocket de acuerdo con la regla de la mano derecha. En los afloramientos de intrusivos, considerados de importancia por sus dimensiones o composición, se midieron foliaciones magmáticas y fracturas. Se midieron principalmente fracturas verticales penetrativas y consistentes en el afloramiento y sitios adyacentes. En las rocas encajonantes de los plutones se midió foliación y, en el caso de las zonas de falla, o de movimiento en estado sólido de los intrusivos, se midieron planos de cizallas: azimut, echado, dirección del echado, y “*rake*” de las estrías.

Las muestras colectadas con fines petrográficos fueron representativas del afloramiento y de la litología del plutón. Las obtenidas con fines geoquímicos, isotópicos y geocronológicos fueron muestras frescas y homogéneas, evitando las rocas provenientes de diques, fases cumúlíticas, oxidadas o con alteraciones hidrotermal o metamórfica.

## 2.2 Cartografía

Se realizó un mapa geológico del área de estudio que incluye las rocas encajonantes e intrusivas del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) que comprende desde las latitudes de 28.8°-28°N y las longitudes de 114.1°- 113°W, utilizando como base las litologías de 8 cartas geológicas a escala 1:50,000 (H11D79, José María Morelos y Pavón; H11D69; Rosarito; H12C61, San Borja; H12C62, Los Paredones; H12C63, Valle San Rafael; HC12C71, San Jerónimo; H12C72, Los Tepetates y H12C73, El Progreso) y la carta 1:250,000 H1210 (Isla San Esteban). Todas las cartas geológicas son de CETENAL (1977). Para hacer el mapa digital de Punta Prieta se utilizó la carta 1: 50,000 H11D58 (Punta el Diablo). A partir del mapa base, producto de la digitalización de las nueve cartas, se modificaron algunas líneas de contacto litológicas tomando en cuenta las observaciones realizadas en el campo y los análisis petrográficos. El área de trabajo que cubre el mapa geológico es de ~6,500 km<sup>2</sup>.

Para realizar el mapa geológico de la región de la península de Vizcaíno se utilizó la carta litológica de CETENAL Guerrero Negro (G1103), escala 1:250,000.

Los mapas de CETENAL (1977) fueron insertados en un archivo en el programa ArcMap v. 10.1, donde se generó un mosaico completo a partir del cual se realizó la digitalización y se obtuvo el producto final.

## 2.3 Análisis estructural

El análisis estructural se realizó a partir de datos de las foliaciones magmáticas en los plutones y por deformación en la roca encajonante, así como de fracturas de tipo vertical en los intrusivos, siguiendo el criterio de Balk (1937; en Price y Cosgrove, 1990) y mediciones de cizalla. Con esa información se realizó el análisis geométrico de los intrusivos cartografiados en este trabajo.

La orientación de diques, de zonas de cizalla, fábricas magmáticas, fracturas y lineaciones fueron discriminados de acuerdo con la litología, con la serie (*suite*) intrusiva a la cual pertenecen, y por zonas, para ser procesadas con el programa StereoWin v. 7.3.0 (Allmendinger, 2012a). Los resultados se graficaron como polos de los planos estructurales en el hemisferio inferior de la proyección de Schmidt. Las fallas y los planos de cizalla frágil fueron procesados con el programa FaultKinWin v. 5.6.3 (Allmendinger, 2012b) para obtener la solución cinemática y la orientación de los ejes de máxima compresión ( $\sigma_1$ ) por medio de la distribución estadística Bingham.

## **2.4 Petrografía y microscopía electrónica**

Las láminas delgadas de muestras representativas fueron analizadas con un microscopio petrográfico ZEISS Axiolab en el Laboratorio de Petrografía de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE, para definir las composiciones modales y las características texturales, además de las alteraciones presentes. El análisis modal de todas las muestras de roca se llevó a cabo haciendo conteo en retícula de por lo menos 350 puntos por lámina, separados cada 1 mm. El resultado de la moda fue utilizado para clasificar las rocas de acuerdo con el diagrama de Streckeisen (1976: en LeMaitre, 2002) para rocas plutónicas.

### **2.4.1 Preparación de las muestras para petrografía**

Las láminas delgadas se elaboraron en el Laboratorio de Preparación de Rocas y Minerales de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE, siguiendo el procedimiento descrito por Rendón Márquez (1991), que consiste en cortar la muestra y formar un prisma rectangular de 1.5 x 3.1 x 1 cm, del que se obtiene una lámina delgada con un espesor de 30 $\mu$ m. En su mayoría, los cortes en las muestras no tuvieron orientación preferente, ya que son prácticamente isotrópicas.

### **2.4.2 Preparación de las muestras para microscopía electrónica**

Para el análisis de óxidos bajo el microscopio electrónico de barrido también se utilizaron láminas delgadas con pulido espejo y sin cubre objetos. Se seleccionaron muestras durante el estudio petrográfico de las rocas plutónicas, sobre todo de muestras de los plutones donde se realizaron mediciones paleomagnéticas. Con el microscopio petrográfico usando luz reflejada se identificaron los minerales opacos y se realizó un mapa de los minerales elegidos y marcados para su identificación en el campo visual de microscopio electrónico (Jeol Mod-JSM-35C). Con los minerales opacos seleccionados, se procedió a buscar áreas donde se observaran inclusiones, exsoluciones o intercrecimientos. Se elaboraron barridos por Al, Ca, Cr, Fe, Mg, K, Mn, S, Si, Ti, Zr y Zn, para identificar la composición de los minerales, texturas de exsolución y/o intercrecimientos, así como la composición de algunos silicatos con inclusiones de óxidos.

### **2.5 Geoquímica e isótopos de Sm/Nd**

Para el análisis de elementos mayores y traza de roca total se pulverizaron 48 muestras, de las cuales 42 son de rocas plutónicas y seis de rocas volcánicas. Se incluyeron para el análisis geoquímico de la región, análisis similares de rocas plutónicas y volcánicas encajonantes de los trabajos de Torres-Carrillo (2010), Peña-Alonso (2012) y Caballero-Ramírez (2014), reuniendo así un total de 67 muestras, de las cuales 13 son de roca encajonante (Tabla 1) y 54 de rocas plutónicas (Tabla 2).

Las muestras fueron inicialmente procesadas en el Laboratorio de Preparación de Rocas y Minerales del de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE, utilizando un triturador de quijadas de fierro Braun® para reducir las rocas a esquirlas de 0.5 a 1 cm, aproximadamente. Las esquirlas se pasaron por un molino de discos de fierro Bico® o por la prensa hidráulica para obtener tamaños de grano menores a 1 mm. Con ese material se hizo una alícuota para separar aproximadamente 100 g de muestra representativa de la roca total y, la molienda final, se efectuó en una pulverizadora de

anillos de carburo de tungsteno Bico® donde los granos se redujeron a  $<200 \mu\text{m}$ ; los anillos fueron pre-contaminados utilizando una pequeña porción de la muestra en preparación. Los polvos de cada muestra finalmente fueron almacenados en dos frascos de Nalgene® HDP; uno destinado para análisis geoquímico y otro para el de isótopos.

### 2.5.1 Método de análisis geoquímico

Las muestras fueron analizadas por elementos mayores, traza y tierras raras en los Laboratorios Actlabs-Skyline (Ancaster de Ontario, Canadá), a donde se enviaron aproximadamente 100 g de cada muestra pulverizada. El tipo de análisis seleccionado fue “4LithoResearch”. El laboratorio reporta que la muestra se fundió a  $1100^{\circ}\text{C}$ , mezclada con metatetraborato de litio en una relación 1:4. El producto de la fusión fue digerido en una solución de ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ) al 5% ultra-puro por 30 minutos hasta su disolución completa, lo que asegura que los metales de transición y las tierras raras (REE) queden completamente en solución. Los elementos mayores fueron analizados en la solución resultante (mezclada con estándares internos) en un espectrómetro de emisión óptica con plasma inductivamente acoplado (*ICP-OES*, inductively coupled plasma – optical emission spectrometry), tipo Termo Jarrell ENVIRO 3. Los elementos traza, incluyendo las REE, fueron analizados en un espectrómetro de masas con plasma inductivamente acoplado (*ICP-MS*, inductively coupled plasma-mass spectrometry), tipo Perkin-Elmer SCIEX ELAN 6000. Los límites de detección para cada especie reportados por Actlabs-Skyline se presentan en la Tabla 3.

Los diagramas de clasificación, de variación geoquímica y de tierras raras (REE) normalizados a condrita fueron graficados con la paquetería IGPET para Windows versión 2012. Los valores para normalizar a condrita son los de Sun y McDonough et al. (1989).

## 2.5.2 Método de análisis isotópico

Catorce muestras de rocas plutónicas fueron seleccionadas para análisis isotópicos de Sm y Nd. Once corresponden a rocas de intrusivos del CBP y tres a rocas de la península de Vizcaíno (Tabla II). También, para enriquecer el análisis, se incluyeron cinco muestras de Isla Cedros y diez de El Arco.

Tabla 1. Muestras analizadas para geoquímica de rocas encajonantes. Abreviaturas: Lat= Latitud; Long= Longitud. Las coordenadas están en UTM; datum NAD27.

Localidad	Tipo de Roca	Lat	Long	No. De Muestra
La Unión	Metatoba	208720	3167942	01VI08
Santo Dominguito	Andesita	784022	3180565	15VI08
San Andrés	Andesita	767043	3178602	16VI08
San Andrés	Metandesita	764636	3189450	19VI08
San Andrés	Metandesita	776259	3185406	20VI08
Nuevo Rosarito	Filita	789727	3170001	NR24
San Borja	Metalava	225953	3182310	23VI08
Compostela	Metalava	226350	3165260	05VI08
El Veteado	Metandesita	261437	3111109	11-II-13
El Arco	Metandesita	263804	3108651	5-II-13 (B)
Calmalli	Metandesita	261948	3117264	12-II-13
El Veteado	Metandesita	258862	3122299	24-X-13
El Rebaje	Basalto	261439	3111116	6-IV-14

preparación de muestras y separación de elementos para análisis isotópicos de Sm-Nd se llevó a cabo en el laboratorio Ultralimpio de Geología Isotópica de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE. De la alícuota pulverizada para la geoquímica isotópica, se pesaron 100 mg en una balanza electrónica de 5 dígitos, a los que se les agregó un *Spike* mixto de  $^{84}\text{Sr}$ - $^{147}\text{Sm}$ - $^{145}\text{Nd}$ , y se calentaron a 165°C durante 15 horas con una mezcla de ~3-4 ml conc. HF, ~1 ml conc. HNO<sub>3</sub>, y unas cuantas gotas de conc. HClO<sub>4</sub> usando un sistema de digestión a presión Picotrace DAS®. El siguiente paso consistió en la evaporación de los ácidos en el sistema Picotrace DAS® conectado a dos botellas de lavado rellenas con NaOH 5%. Este sistema cerrado evita el uso de un extractor para HClO<sub>4</sub> ya que todos los ácidos evaporados se neutralizan en el NaOH. Para garantizar una evaporación en condiciones debajo del punto de ebullición (*sub-*

*boiling*), se calienta el sistema a una temperatura interna de 75-85°C durante las primeras 14 horas donde se evapora el HF y HNO<sub>3</sub>, luego se aumenta la temperatura a 120°C por un lapso de 3 horas y se mantiene esa temperatura otras 4 horas para evaporar también el ácido perclórico por completo.

El equilibrio entre muestra y *spike* se logró calentando las muestras durante una noche en 6 N HCl antes de secar la muestra de nuevo. Luego de la evaporación, los residuos se disolvieron en 2 N HCl. Las tierras raras (REE) se separaron primero usando columnas de vidrio de cuarzo rellenas con una resina de intercambio catiónico Dowex AG50WX8. El Sm y Nd se separaron en columnas de vidrio de cuarzo rellenas con la resina aniónica LN-Spec®.

Las razones isotópicas fueron medidas en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), en el Instituto de Geofísica, UNAM, en un espectrómetro de masas Finnigan MAT 262 equipado con un sistema de 7 colectores Faraday variables y uno fijo en modo estático (para isótopos de Sm y Nd). Las razones isotópicas de Sm y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas normalizando a  $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 1.78308$  y  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ .

Tabla 2. Muestras analizadas para geoquímica de rocas plutónicas. Simbología: \* = Muestra con análisis isotópico Sm/Nd. Abreviaturas: Lat= Latitud; Long= Longitud. Las coordenadas están en UTM; datum NAD27. El tipo de roca es según su clasificación modal.

Plutón	Tipo de roca	Lat	Long	No. de muestra
Compostela	Granodiorita	232218	3180226	1-VI-12*
Compostela	Cuarzodiorita	237426	3177366	2-VI-12*
Compostela	Granodiorita	234030	3171588	17-VI-10*
Compostela	Tonalita	231430	3171618	16-VI-10*
Compostela	Tonalita	236395	3172051	19-VI-10
Compostela	Tonalita	229372	3166926	03VI08
San Pedro	Granito	259855	3153210	7-X-12*
San Pedro	Granodiorita	250468	3163278	14-X-12*
San Pedro	Cuarzodiorita	250680	3162664	17-X-12*
San Pedro	Cuarzodiorita	265337	3151634	22-X-12*
Vizcaíno	Cuarzodiorita	757497	3008374	7-VI-12*
Vizcaíno	Anfibolita	750515	3013668	8-VI-12*
Vizcaíno	Cuarzodiorita	772036	3013868	12-VI-12*
San Roque	Cuarzo diorita	757277	3008330	SR-3
San Roque	Cuarzodiorita	756405	3007807	SR-4A
San Roque	Cuarzodiorita	754615	3008277	SR-6
San Roque	Cuarzodiorita	754972	3009282	SR-8
San Roque	Anfibolita	754634	3009244	SR-9
San Roque	Tonalita	754634	3009244	SR-10
San Roque	Diorita	754935	3009013	SR-14
San Roque	Granodiorita	757792	3008443	SR PE2
Calmalí	Cuarzodiorita	261723	3118631	SOM-1
Calmalí	Gabro	265413	3123369	SOM-4
Calmalí	Cuarzodiorita	264140	3123040	SOM-6
Calmalí	Diorita	263537	3121636	SOM-8
Calmalí	Gabro	256908	3113070	8-II-13
Calmalí	Tonalita	262563	3118875	14-II-13
Calmalí	Tonalita	264007	3123402	15-II-13
Calmalí	Tonalita	263587	3121339	17-II-13
Calmalí	Tonalita	263087	3119735	18-II-13
Nuevo Rosarito	Tonalita	787703	3167821	NR16
Nuevo Rosarito	Gabro	786155	3173298	40XI08
Nuevo Rosarito	Granito	788761	3171263	41XI08
Nuevo Rosarito	Gabro	789936	3169234	44XI08
Nuevo Rosarito	Granito	788854	3168494	55XI08

Plutón	Tipo de roca	Lat	Long	No. de muestra
Calmalí Norte	Granito	265423	3133665	27-II-14
Calmalí Norte	Cuarzodiorita	266246	3127882	24-II-14
Calmalí	Cuarzodiorita	266030	3125183	20-II-14
Calmalí	Cuarzodiorita	256145	3131510	19-II-14
Calmalí Norte	Granodiorita	255712	3137413	18-II-14
Calmalí	Cuarzodiorita	254823	3136092	7-II-14
San Jerónimo	Tonalita	217670	3138130	10-IV-09
San Jerónimo	Gabro	217837	3137505	12-IV-09*
San Jerónimo	Tonalita	217411	3135846	16-IV-09
San Jerónimo	Diorita	216069	3140194	20-IV-09
San Jerónimo	Tonalita	216375	3136022	25-IV-09*
San Jerónimo	Diorita	217894	3130800	01-VI-09*
San Jerónimo	Cuarzodiorita	217804	3132015	07-VI-09
San Jerónimo	Tonalita	218767	3132360	04-VI-09
San Jerónimo	Diorita	217825	3133412	13-VI-09
San Jerónimo	Tonalita	220395	3138586	18-VI-09
La Rinconada	Tonalita	233765	3143441	RIN34

Tabla 3. Límites de detección de elementos mayores (en % m/m) y traza (en ppm) de análisis “4LithoRes” (ActLabs-Skyline de Ancaster, Ontario, Canadá)

Elemento	Límite de detección	Elemento	Límite de detección	Elemento	Límite de detección	Elemento	Límite de detección
SiO <sub>2</sub>	0.01	Sr	2	Ag	0.5	Ho	0.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	Y	2	In	0.2	Er	0.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>†</sup>	0.01	Zr	4	Sn	1	Tm	0.05
MnO	0.001	Cr	20	Sb	0.5	Yb	0.1
MgO	0.01	Co	1	Cs	0.5	Lu	0.04
CaO	0.01	Ni	20	La	0.1	Hf	0.2
Na <sub>2</sub> O	0.01	Cu	10	Ce	0.1	Ta	0.1
K <sub>2</sub> O	0.01	Zn	30	Pr	0.05	W	1
TiO <sub>2</sub>	0.001	Ga	1	Nd	0.1	Tl	0.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	Ge	1	Sm	0.1	Pb	5
Sc	1	As	5	Eu	0.05	Bi	0.4
Be	1	Rb	2	Gd	0.1	U	0.1
V	5	Nb	1	Tb	0.1	Th	0.1
Ba	3	Mo	2	Dy	0.1		

El equilibrio entre muestra y *spike* se logró calentando las muestras durante una noche en 6 N HCl antes de secar la muestra de nuevo. Luego de la evaporación, los residuos se disolvieron en 2 N HCl. Las tierras raras (REE) se separaron primero usando columnas de vidrio de cuarzo rellenas con una resina de intercambio catiónico Dowex AG50WX8. El Sm y Nd se separaron en columnas de vidrio de cuarzo rellenas con la resina aniónica LN-Spec®.

Las razones isotópicas fueron medidas en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), en el Instituto de Geofísica, UNAM, en un espectrómetro de masas Finnigan MAT 262 equipado con un sistema de 7 colectores Faraday variables y uno fijo en modo estático (para isótopos de Sm y Nd). Las razones isotópicas de Sm y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas normalizando a  $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 1.78308$  y  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ .

## 2.6 Geocronología U-Pb en zircón

Se obtuvieron las edades U-Pb en zircones de tres rocas plutónicas y una roca metasedimentaria. Los zircones de cada muestra fueron separados siguiendo procedimientos estándar en el Departamento de Geología del CICESE. De las muestras quebradas y molidas en el Laboratorio de Molienda de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE se separaron los cristales usando una mesa Wilfley®, un separador isodinámico Frantz® y líquidos pesados de yoduro de metileno. Finalmente, los cristales de zircón libres de inclusiones fueron seleccionados a mano con la ayuda de un microscopio binocular Zeiss®. Los zircones fueron limados a una profundidad aproximada de 20 micrómetros y pulidos para poder exponer el interior de los cristales. Se elaboraron mapas de los cristales mediante imágenes de cátodo-luminiscencia en el microscopio electrónico de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE. Los cristales individuales de zircón fueron analizados en el laboratorio LaserChron Center del Departamento de Geología de la Universidad de Arizona, en Tucson, EUA, por medio de espectrometría de masas con ablación láser, con un multicolector de plasma acoplado, ó láser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICPMS) equipado con nueve colectores Faraday, un detector axial Daly y cuatro canales contadores de iones. En un sistema de láser Eximer ArF con una emisión en longitud de onda de 193 nm acoplado a un sistema láser, la configuración del colector permite la medición del  $^{204}\text{Pb}$  con los canales contadores de iones, mientras que el  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$  y  $^{238}\text{U}$  son medidos simultáneamente con los detectores Faraday. Los análisis se realizaron siguiendo la metodología de Gehrels et al. (2006; 2008) en modo estático, con un láser con un diámetro de medición de 30  $\mu\text{m}$ . Cada análisis consiste en una integración de los picos durante 15 segundos con el láser apagado (para el fondo), 15 integraciones de 1 segundo disparando el láser, y un retraso de 30 segundos para purgar la muestra anterior y preparar el equipo para el siguiente análisis. El hueco de la ablación es de ~15 micrones de profundidad. Los valores del fondo son usados para remover cualquier contribución de  $^{204}\text{Hg}$  de la masa del  $^{204}\text{Pb}$ . Las concentraciones de U y Th son calibradas con respecto al zircón Sri Lanka, que contiene ~518 ppm de U y 68 ppm de Th. El fraccionamiento interelemento

fue monitoreado por medio del análisis de fragmentos estándar de zircones de Sri Lanka (SL-1) con una edad concordante conocida ID-TIMS de  $564 \pm 4$  Ma (2) (Gehrels et al., 2008), una vez cada cinco 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  $^{207}\text{Pb}$  para muestras jóvenes. Las tasas  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  fueron corregidas para plomo común usando el  $^{204}\text{Pb}$  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 resultantes se presentan en diagramas elaborados mediante las rutinas del Isoplot® (Ludwig, 2012). 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).

### **3. Petrogénesis de los intrusivos meridionales cretácicos del Cinturón Batolítico peninsular y de un intrusivo jurásico de la península Vizcaíno.**

#### **3.1 Geología del área de estudio**

##### **3.1.1 Rocas encajonantes de los plutones al sur del CBP**

En el extremo sur del Cinturón Batolítico peninsular (CBP) las rocas encajonantes son distintas a las observadas en el norte y centro de la península de Baja California, pues dejan de aflorar las secuencias sedimentarias del Grupo Alisitos y, en su lugar se identifican rocas prebatolíticas de afinidad con arco principalmente jurásicas. Las secuencias sedimentarias y volcánicas del Grupo Alisitos están ausentes desde la localidad de Santa Rosaliita (~28.6°N) hasta El Arco (~28°N) al sur de Baja California (Figura 1; Avilez-Serrano, 2012; Peña-Alonso et al., 2012 y 2015; Torres-Carrillo et al., 2016).

Desde la latitud ~28.6°N hacia el sur, las rocas prebatolíticas exhiben deformación dúctil y son principalmente intrusivos jurásicos (ortogneises) y rocas metavolcánicas (Peña-Alonso et al., 2012). En la localidad de La Unión (Figura 3) aflora un intrusivo Jurásico intensamente deformado con una foliación protomilonítica a milonítica penetrativa (Figura 4a). Estas rocas comúnmente contienen biotita cloritizada, enclaves con epidotización penetrativa y vetillas rellenas de epidota. Una muestra de ortogneis cuyo protolito es una tonalita del plutón La Unión fechada a partir de U-Pb en zircones arrojó una edad promedio de  $151.6 \pm 2.6$  Ma (Peña-Alonso et al., 2012). Los reportes de edades U-Pb de zircones en los ortogneises jurásicos de la zona transicional y este del CBP tienen rangos de edad entre 149 y 170 Ma, con un promedio de 162.6 Ma (Schmidt y Paterson, 2002; Shaw et al., 2003), correspondientes a un evento magmático durante el Jurásico Medio. Es posible que este magmatismo reportado desde el margen oeste del sur del CBP se extienda a lo largo del cinturón hasta por lo menos la latitud de la sierra San Pedro Mártir.

Hacia el este del plutón La Unión las unidades del Jurásico están interestratificadas con secuencias metamórficas de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Avilez-Serrano, 2012; Peña-Alonso et al., 2012; Figura 4b-c). Estas secuencias volcanoclasticas y sedimentarias son predominantemente grauvacas feldespáticas (esquistos de Chl+Bt), metasamitas (esquistos de Chl+Hbl+Bt) interestratificadas con metatobas (esquistos de Qz+Bt+Ms+Ab+Ep+Cal) y lavas de composición intermedia a máfica. Las rocas volcánicas máficas también contienen minerales de la facies de esquistos verdes (plagioclasa sódica+Act+Chl+Bt) y pueden llegar hasta facies metamórficas de anfibolita de grado bajo (plagioclasa sódica+Ab+Hbl+Act+Ep+Bt+Ttn) (Avilez-Serrano, 2012; Peña-Alonso et al., 2015). También afloran brechas volcánicas y potentes cuerpos andesíticos suavemente plegados (Figura 4c) cortados por diques dioríticos no deformados.

Las secuencias sedimentarias interestratificadas con andesitas y otros depósitos volcanoclásticos se extienden desde el margen occidental de los plutones de Compostela, El Paraíso, El Rancho y Los Corrales (Figura 3; Avilez-Serrano, 2012), hasta la zona de Nuevo Rosarito-La Unión. En esta última región, una brecha volcánica metamorfizada arrojó una edad U-Pb en zircones de  $139.5 \pm 2$  Ma y, de un dique tonalítico, se obtuvo una edad U-Pb en zircón de  $151.6 \pm 2.6$  Ma (Peña-Alonso et al., 2012).

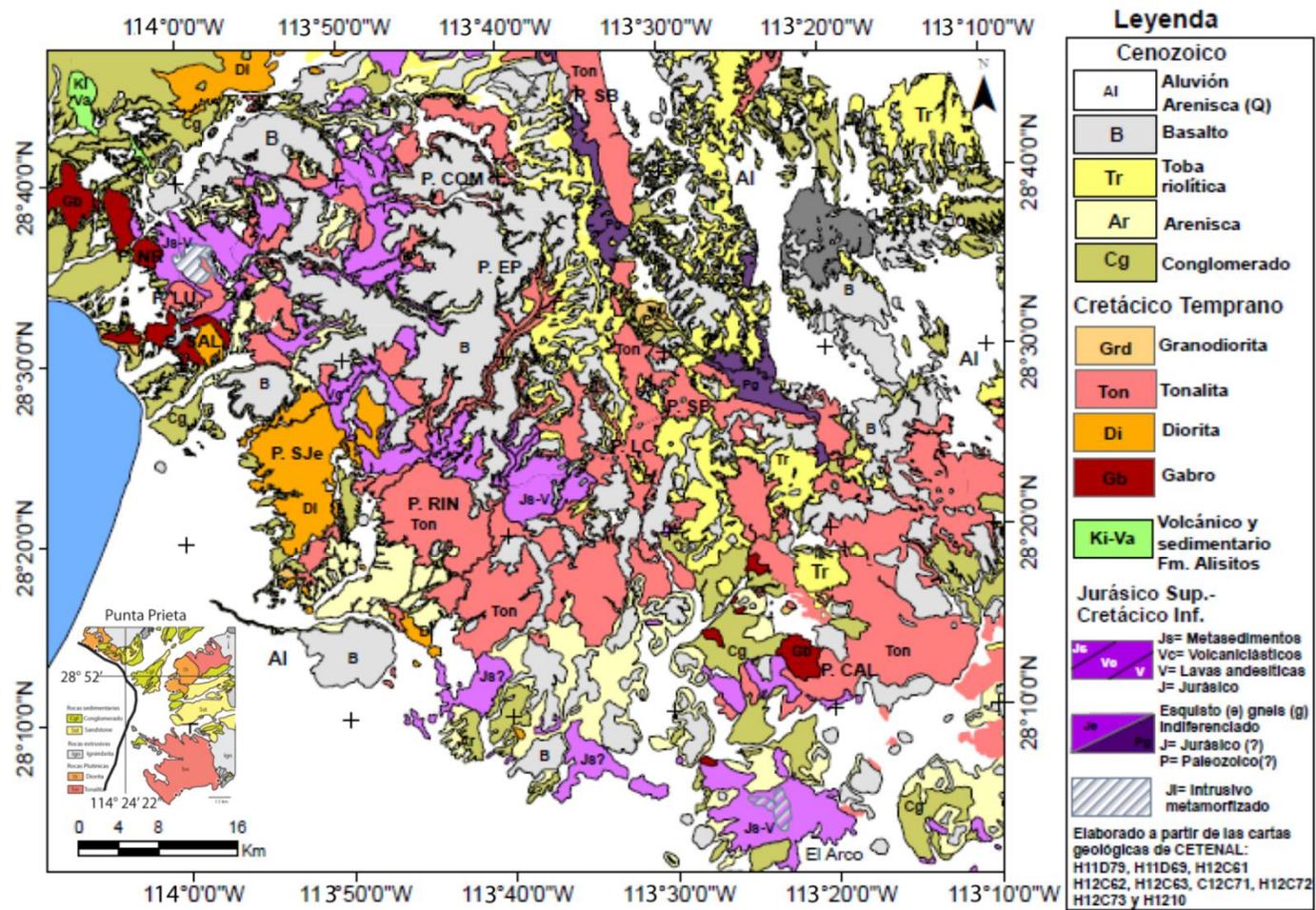


Figura 3. Mapa litológico del área de estudio elaborado con base en los mapas geológicos del INEGI y la cartografía geológica de este estudio. Abreviaturas: P.NR, plut3n Nuevo Rosarito; P.LU, plut3n La Uni3n; P.SAL, plut3n El Salinito; P.SJe, plut3n San Jer3nimo; P. RIN, plut3n La Rinconda; P.COM, plut3n Compostela; P.SB, plut3n San Borja; P.EP, plut3n El Para3iso; P.LC, plut3n Los Corrales; P.SP, plut3n San Pedro; P.CAL, plut3n Calmall3.

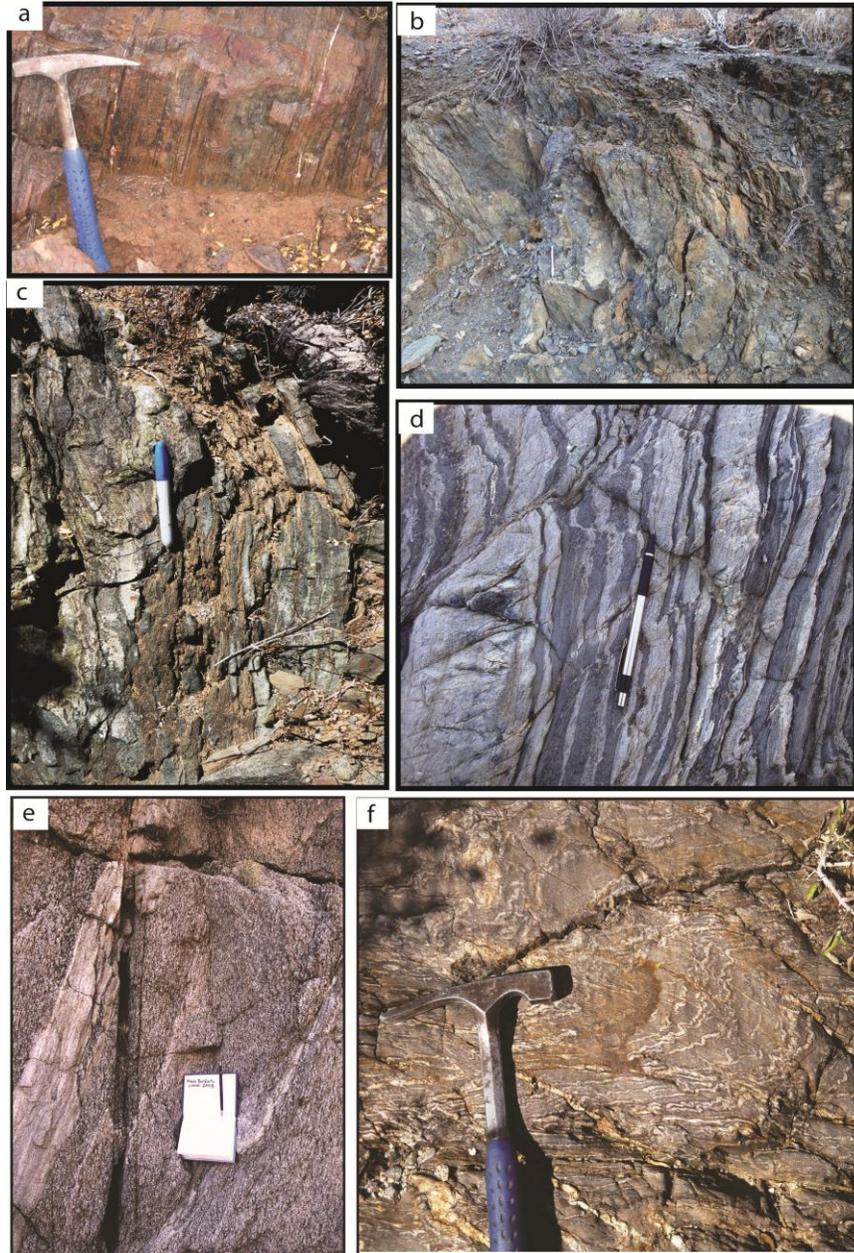


Figura 4. (a) intrusivo jurásico con foliación protomilonítica (Peña-Alonso et al., 2012). (b) lavas de composición andesítica muy foliadas en dirección NW y en posición subvertical. Siguiendo con la tendencia regional de deformación. (c) depósitos volcanoclásticos foliados con tendencia estructural en dirección NW-SE. Los clastos que contiene también presentan la misma tendencia que la foliación estructural. (d) en la parte sur del plutón El Marmolito se encuentra una zona donde afloran esquistos de muscovita-biotita y una amplia zona de areniscas gruesas a medias con aspecto bandeado, las bandas oscuras ricas en biotita se alternan rítmicamente con las félsicas de plagioclasa y cuarzo (Avilez-Serrano, 2012). (e) ortogneis de grano grueso con foliación muy marcada, intrusionado por diques félsicos de grano fino. (f) Paragneis que encajona al plutón San Borja; se observan estructuras deformadas compuestas por pequeños listones de cuarzo. (Avilez-Serrano, 2012).

En la localidad de San Borja al norte de la sierra La Libertad (Figura 3) afloran metasamitas de muscovita intrusionadas por diques graníticos paralelos a la foliación con dirección NNW, en esta zona afloran también ortogneises (Figura 4e) y paragneises (Figura 4f) con abundantes bandas de cuarzo y sericita en alternancia con bandas graníticas formadas por plagioclasa, cuarzo y biotita. La orientación de la foliación de ambos tipos de gneises es NNW, es similar a la de las metasamitas. Esta zona se localiza al este de la línea magnetita-ilmenita propuesta por Gastil et al. (1990) y encajona granitoides con afinidad de tipo-S. Tanto por la composición, como por su ubicación es muy probable que formen parte de la secuencia de rocas paleozoicas relacionadas con el macizo continental. Hacia el suroeste de la sierra La Libertad, al oriente del plutón El Paraíso y norte del plutón San Pedro (Figura 3), afloran depósitos turbidíticos de talud con fragmentos de lavas y calizas de hasta 0.3 m, con una estratificación orientada E-W. El conjunto guarda una posición casi horizontal, con una estratificación orientada E-W, con fallas inversas y pliegues recostados que indican acortamiento con vergencia hacia el WSW. Por correlación con secuencias similares reportadas en la región de Calamajué y norte de Bahía de los Ángeles (Campbell y Crocker, 1993; Alsleben et al., 2014), esta secuencia se ha interpretado como de plataforma y talud de edad Paleozoica (Delgado-Argote, et al., 2013). Por las características de estos depósitos de talud podrían también estar asociados a las secuencias triásicas-jurásicas del llamado "cinturón central" reportadas por Schmidt et al. (2014), extendiendo la longitud de este cinturón mínimo hasta estas latitudes (~28.4°N). Hacia el sureste de la sierra La Libertad, sobre el arroyo San Pedro afloran paragneises (augengneises) y metapelitas interestratificadas con metasamitas (esquistos de Bt+Ms) muy deformadas, foliadas y plegadas (Figura 5a). Al este de la sierra La Libertad, sobre el cañón La Bocana, las metasamitas están intrusionadas, con efecto de permeación por el plutón San Pedro, cuyo sentido de emplazamiento tiende a ser paralelo a los planos de foliación por deformación (Figura 5b). En la periferia del plutón, las proporciones de roca encajonante y roca granítica puede ser hasta de ~60% vs ~40%, respectivamente. La influencia del plutón en las metasamitas disminuye hacia el extremo oeste de la secuencia metamórfica, en donde la secuencia metapelítica tiene condiciones metamórficas de anfibolita inferior principalmente esquistos de

Ms+And+Sil+Qz, donde los cristales de andalucita pueden llegar a medir hasta 15 cm (Figura 5c). En ese extremo, se llegan a observar diques leucograníticos peraluminosos con turmalina y granate (Figura 5d-e). La ocurrencia de And+Sil en las aureolas de plutones es consistente con las temperaturas elevadas en estos ambientes. Estas condiciones de facies de anfibolita también han sido reconocidas aproximadamente a 150 km al norte del cañón La Bocana, en las sierras de San Francisquito y Calamajué, donde algunos análisis termobarométricos han arrojado condiciones de presión y temperatura de  $3.2 \pm 0.5$  kbar y  $476 \pm 18^\circ$  (Rothstein y Manning, 2003; *en* Schmidt et al., 2014). En estas secuencias metamórficas en facies de anfibolitas con protolitos sedimentarios no se han identificado fósiles y la única edad con que se cuenta proviene de zircones detríticos del área de Calamajué que sugiere una edad de depositación ordovícica (Alsleben et al., 2012).

En las sierras El Arco, El Cañón, Calmallí y El Veteado (Figura 6a) afloran ampliamente las rocas prebatolíticas del extremo sur del Cinturón Batolítico peninsular. Dicha secuencia prebatolítica incluye rocas ultramáficas, gabro-dioríticas, lavas con intercalaciones de calizas y depósitos volcanoclásticos (Caballero-Ramírez, 2014). No se han reportado edades para las rocas volcánicas, pero se infiere que son jurásicas, similares a las rocas con edades U-Pb reportadas por Valencia et al. (2006) para un pórfido granodiorítico de la zona mineralizada de El Arco de  $164 \pm 6.5$  Ma. En el extremo norte de la sierra El Arco, tanto las rocas volcánicas jurásicas como una secuencia máfica de dioritas y ultramáfica de clinopiroxenitas y peridotitas serpentinizadas tienen un patrón de deformación W-NW y están intrusionadas por intrusivos de ca. 100 Ma, tentativamente asociados con el batolito zonado (gabro-tonalita) de Calmallí. En concordancia, recientemente, Kimbrough et al. (2014) reportaron una edad Cretácica (ca. 100.2 Ma) de una muestra de gabro cerca del rancho El Cañón, por lo que, por lo menos las rocas gabroicas consideradas jurásicas por Caballero-Ramírez (2014) deben pertenecer al CBP, al igual que el plutón Calmallí (referencias en Caballero-Ramírez, 2014).

El cuerpo ultramáfico no ha sido delimitado hacia el este, pero de un estudio magnetométrico terrestre se sabe que está en contacto tectónico con dioritas

presumiblemente jurásicas (Ojeda-García et al., 2015), Caballero-Ramírez (2014) ha descrito el principal afloramiento al noroeste de la sierra Cananea (Figura 6a). A partir del trabajo de Caballero-Ramírez (2014) se sabe que las rocas ultramáficas son; peridotitas y piroxenitas, ambas con olivino y ortopiroxeno serpentizado. También se identifica websterita con clinopiroxeno uralitizado. Es común que las rocas exhiban un aspecto bandeado o cumulítico debido a una pseudoestratificación originada por la formación de capas de cristales de piroxeno. Las serpentinitas están intensamente foliadas con orientación persistentemente E-W (Figura 6b), similar a la de las secuencias volcánicas de la sierra El Arco. En las zonas más alteradas se llega a desarrollar crisotilo y en las zonas mineralizadas la aparición de rocas ultramáficas coincide con zonas de fallas de desplazamiento lateral.

La secuencia volcánica y volcanoclástica presumiblemente jurásica, en contacto tectónico con las rocas ultramáficas aflora ampliamente en las sierras Cananea, El Arco y El Veteado (Figura 6c). Esta secuencia volcánica está formada por andesitas metamorizadas en facies de esquistos verdes (Chl+Ep+Cal) y pueden llegar hasta anfibolitas de grado bajo. Contienen interestratificaciones de rocas volcanoclásticas foliadas con inclinación de  $\sim 75^\circ$  hacia el NE y posibles tobas que forman el material menos competente de la secuencia, así como cuerpos de calizas interestratificados con rocas volcanoclásticas en la cima de la columna estratigráfica (Figura 6d).

Hacia el este de la sierra Cananea, en El Rebaje (Figura 6a), hay un corte de aproximadamente 15 m de profundidad que expone basaltos almohadillados, inclinados hasta una posición subvertical (Figura 6e). En los basaltos se observan vesículas rellenas de cuarzo orientadas casi paralelamente a los planos de flujo. Los bordes de las estructuras almohadilladas se caracterizan por estar muy alterados, enriquecidos en calcita y epidota.

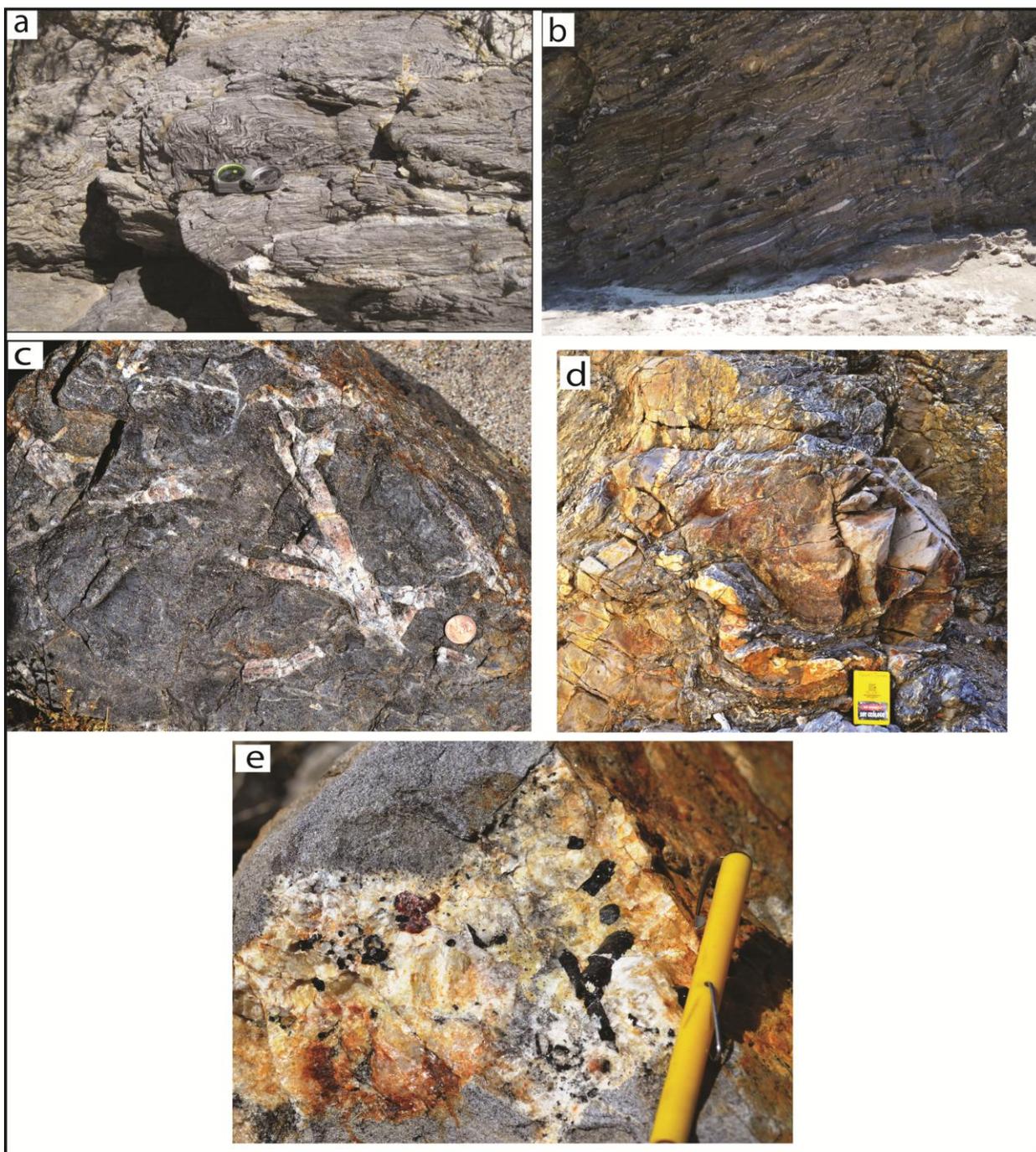


Figura 5. (a) En el Arroyo San Pedro aflora una secuencia de esquistos de Ms+Bt foliados y plegados. (b) Metapelitas muy foliadas y permeadas por el plutón San Pedro al este de la Sierra La Libertad. (c) Esquisto de andalucita sobre el cañón de La Bocana. La andalucita puede llegar a medir hasta 15 cm. (d) Dique leucocrático peraluminoso. (e) Acercamiento al dique leucocrático en donde se observa la presencia de granate y turmalina.

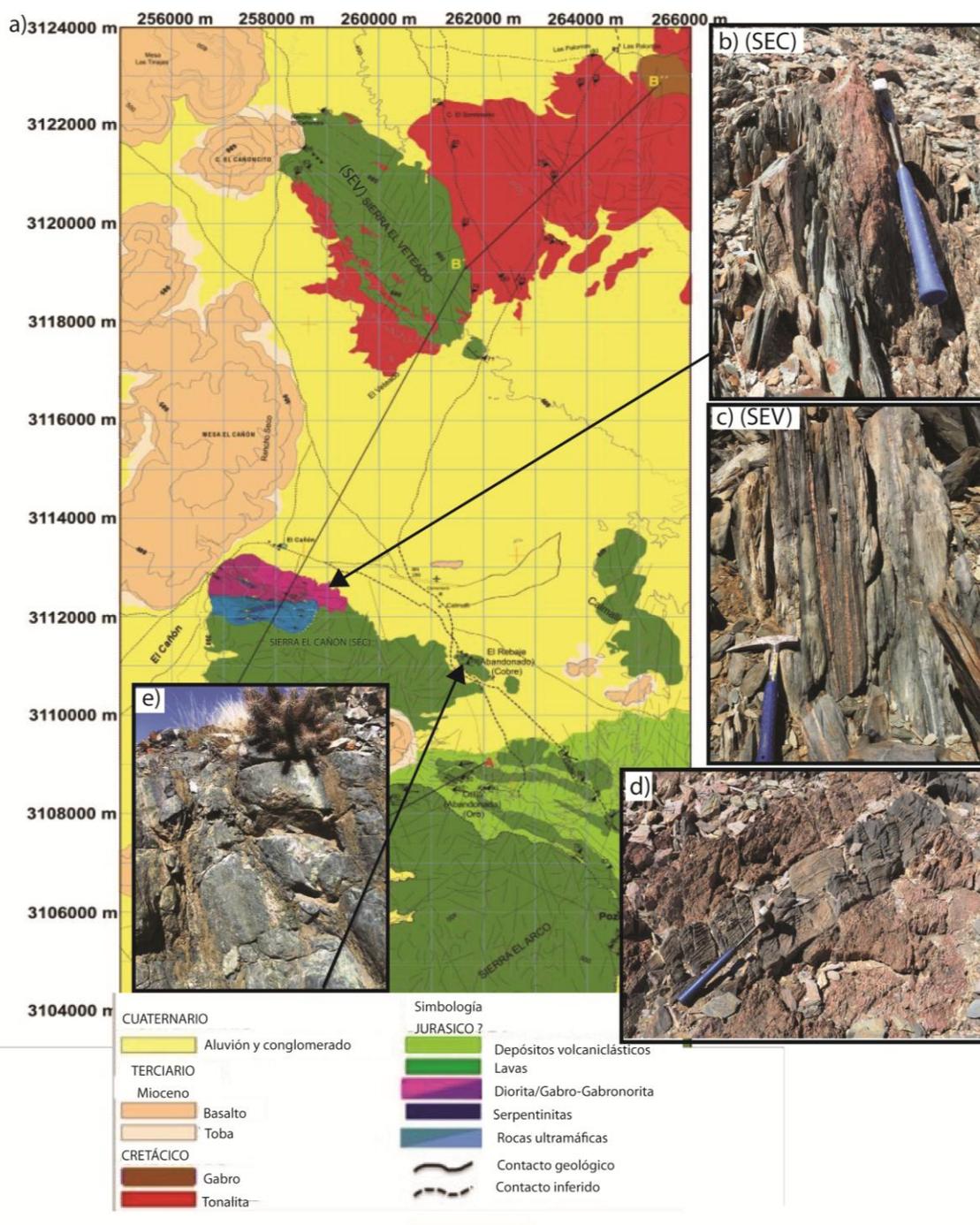


Figura 6. (a) Mapa litol3gico de la sierra El Arco, sierra El Cañ3n, sierra El Veteado y Calmall3 (Tomado de Caballero-Ram3rez, 2014). (b) Serpentinita foliada verticalmente en la sierra El Cañ3n. (c) Andesitas foliadas con direcci3n NW-SE en la sierra El Veteado. (d) Caliza en el camino Pozo Alem3n-Barril. (e) Afloramiento de lavas bas3lticas almohadilladas en El Rebaje.

### 3.1.1.1 Estructuras en las rocas encajonantes

En el mapa litológico de la Figura 7 se muestra la variación de la foliación de las rocas encajonantes de acuerdo con el promedio de varias zonas en el área de estudio completa. En la parte oeste de la zona de estudio, en las localidades de Nuevo Rosarito, Los Tepetates, El Salinito, La Unión y el norte de El Marmolito, donde la roca encajonante está dominada principalmente por rocas volcánicas y volcanoclásticas, la foliación es penetrativa (pervasiva) y la posición estratigráfica de las unidades casi vertical con orientación hacia el NNW-SSE buzando preferentemente hacia el este (Figuras 7a-b-c-d-e; Avilez-Serrano, 2012; Peña-Alonso et al., 2012). En la porción norte de la zona, en las rocas metavolcánicas que encajonan al plutón cercano al rancho San Ignacio (Figura 3), la posición estructural promedio de la foliación se orienta  $99^{\circ}/69^{\circ}$  (Figura 7e): Avilez-Serrano (2012) interpreta que es probable que el cambio en la orientación de la foliación con respecto al patrón regional observado en la zona occidental se deba a la deformación producida por el emplazamiento de un plutón máfico posiblemente de dimensiones batolíticas que se localiza en el extremo norte de la zona de estudio, del que se carece de información de campo, pero del que se tiene una anomalía de conductividad notable (Pamplona et al., 2009), así como una anomalía magnética que incluso se observa en los mapas regionales (Avilez-Serrano, 2012; Langenheim y Jachens, 2003; García-Abdeslem, 2014). Al este de El Marmolito (Figura 7n) existen otros sitios en donde la orientación de la foliación tiene un rumbo casi E-W y este cambio en la tendencia general también se asocia a la perturbación causada por el emplazamiento de los plutones en esa zona, en donde también se ha interpretado una deformación transpresiva importante contemporánea con el emplazamiento de plutones de ca. 108 Ma (Peña-Alonso et al., 2015). En las regiones de San Borja (Figura 7g) y El Arco (Figura 7l) se mantiene de manera sobresaliente la tendencia promedio hacia el NW-SE.

Las variaciones más notables y persistentes en el rumbo y echado de la foliación por deformación se manifiestan hacia el este de la secuencia volcánica-volcanoclástica, principalmente en la región de Los Corrales (Figuras 7k) y Calmallí (Figuras 7j), en donde la dirección de la foliación tiene una tendencia regular orientada E-W. Las rocas

prebatolíticas de la sierra La Libertad (Figura 7h) que por su composición y grado metamórfico son consideradas como rocas paleozoicas con afinidad continental, tienen una foliación preferente NE-SW con echados casi horizontales ( $24^{\circ}/15^{\circ}$ ). Sin embargo el número de datos con que se cuenta son pocos y no representan un dato estadísticamente válido. Sobre las mismas rocas paleozoicas se tomaron datos en el cañón La Bocana (Figura 7i) donde se obtuvo una foliación promedio de  $327^{\circ}/56^{\circ}$ , en concordancia con el patrón regional NW-SE. Es muy importante hacer notar la existencia de fallas inversas con planos NW a lo largo del arroyo San Pedro que sugieren que la deformación por compresión en esta zona define vergencia hacia el SW de las secuencias paleozoicas.

El promedio de la foliación por deformación de las rocas del área de estudio es de  $322^{\circ}/78^{\circ}$  (Figura 7ñ). Lo que corrobora que una de las características principales de esta secuencia prebatolítica que encajona a los plutones de la zona meridional del CBP es que las rocas volcánica-volcániclastica están intensamente foliadas con una dirección NW-SE y buzando principalmente hacia el este, en una actitud casi paralela a la zona de convergencia de los conjuntos litoestratigráficos de arco en el oeste y de afinidad continental en el este. En concordancia con interpretaciones de datos magnetotelúricos, el arreglo estructural descrito posiblemente se asocia con el cabalgamiento de las secuencias paleozoicas sobre las jurásicas de arco.

### **3.1.1.2 Geocronología**

La edad U-Pb en zircones de los depósitos volcánicos-volcanoclásticos en la zona de Nuevo Rosarito (Figura 3) es de  $140 \pm 2$  Ma en brechas volcánicas, mientras que núcleos de zircones heredados arrojan valores de  $\sim 152$  Ma en una muestra de roca metavolcánica (Peña-Alonso et al., 2012).

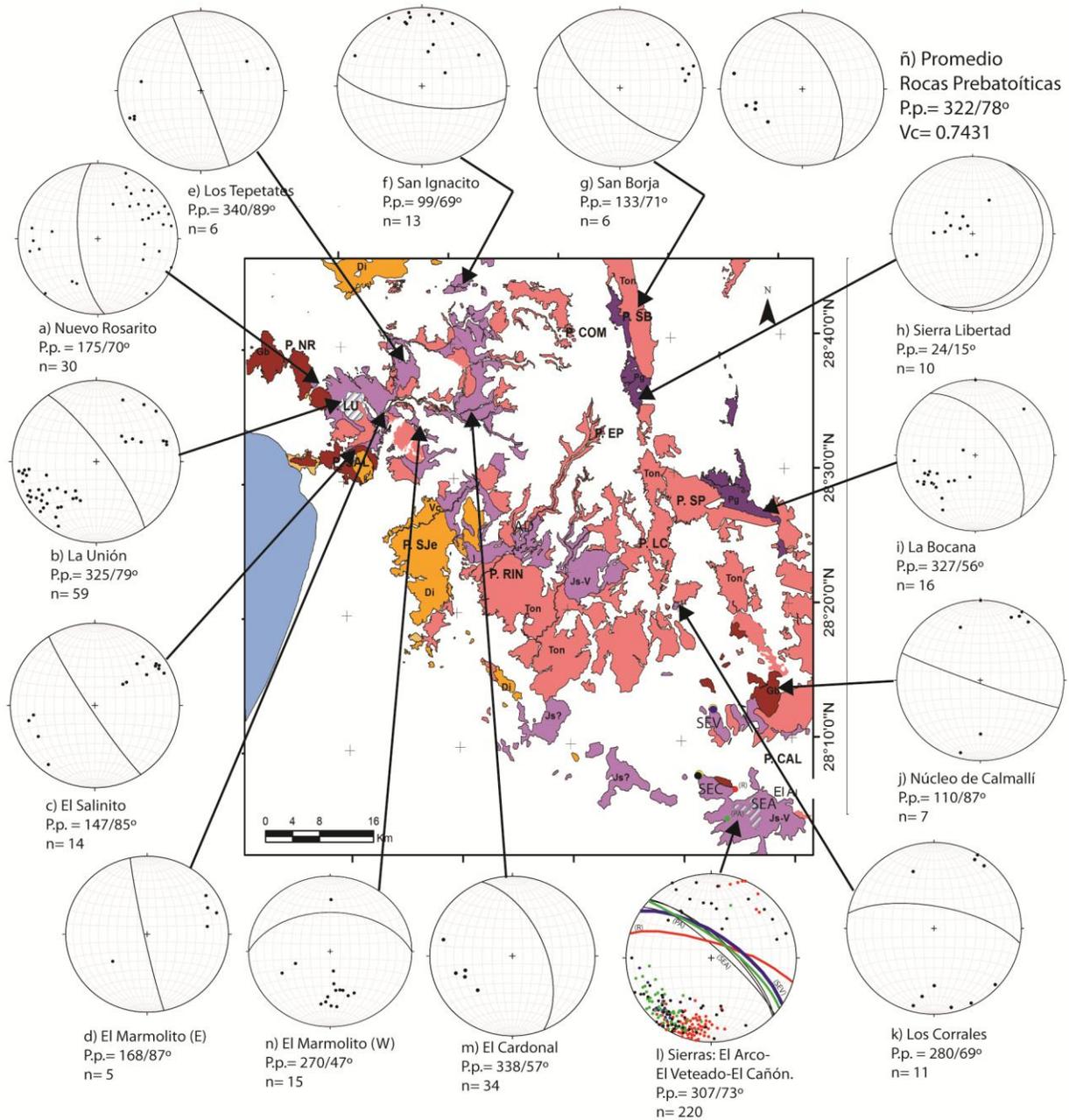


Figura 7. Estereogramas de la foliación de las rocas encajonantes en la zona de estudio. Abreviaturas; P.p.= Plano principal, n= Número de datos graficados en cada estereograma. En el estereograma (l; El Arco-Calmallí) los planos promedio de diferentes zonas de la región se muestran en diferentes colores; la línea roja= El Rebaje, la línea azul= El Veteado y la línea verde= Pozo Alemán. El resto de las líneas negras representan las foliaciones de las sierras El Arco (SEA) y El Cañón (SEC). En el estereograma (ñ) los círculos negros representan el polo promedio de cada una de las zonas graficadas y el P.p. es el plano promedio resultante y Vc. es el valor de correlación. Muchos datos que integran esta figura están tomados de los trabajos de Peña-Alonso et al. (2012), Avilez-Serrano (2012) y Caballero-Ramírez (2014).

Al sur de Nuevo Rosarito, en la localidad de El Marmolito, sobre el arroyo El Salinito, afloran esquistos de Ms-Bt y una amplia zona de areniscas gruesas a medias con aspecto bandeado impregnadas por líquidos magmáticos (Figura 4d) (Avilez-Serrano, 2012). De esta roca, cuyo protolito más probable es una grauvaca, se fecharon zircones por el método U-Pb (Figura 8a; Anexo 1; El Marmolito). Se encontró que la población de zircones más jóvenes tienen edades cretácicas de ca. 120 Ma. Por las características de la muestra analizada, es muy probable que los zircones con edades cretácicas similares a las señales encontradas en depósitos intra-arco del Grupo Alisitos (Figura 8b; Alsleben et al., 2012) estén relacionadas con el plutón de composición tonalítica que se encuentra impregnando a esta secuencia metasedimentaria.

La segunda población de zircones es la más abundante y define una edad máxima de depositación en el Jurásico (190-140 Ma). También hay zircones detríticos del Permo-Triásico (200-250 Ma) y existe otra población con edades principalmente del Ordovícico y Silúrico (400-550 Ma), las cuales son edades típicas de las unidades Ordovícicas del margen pasivo de Norteamérica (Laurencia; Gehrels et al., 1995 *en* Alsleben et al., 2012). Desde Gastil (1991) se ha propuesto la posibilidad de que las unidades paleozoicas de Baja California formen un cinturón continuo con la secuencias paleozoicas de Sonora y que podrían ser parte del bloque Caborca, el cual es interpretado como un segmento del miogeoclinal Cordillerano (e.g. Dickinson y Lawton, 2001). Finalmente un pico con edades del Proterozoico Medio (1,100-1,000 Ma) muestran una influencia de material proveniente del macizo continental del oriente.

Hacia el suroeste de la sierra La Libertad, en el margen este del plutón El Paraíso (Figura 3) afloran esquistos de Chl+Ms (Avilez-Serrano, 2012) y metareniscas como colgantes de varios metros. Del esquisto se fecharon zircones por el método U-Pb (Figura 8a; Anexo 1; 18X09). En esta muestra también se encontró una población de zircones jóvenes que tienen edades cretácicas de ca. 100 Ma, relacionado posiblemente con la presencia de los plutones cretácicos en esa zona. La población de zircones más abundante tiene edades del Jurásico Temprano (~200 Ma; Figura 8a), este pico en edades relativas del Jurásico también es evidente en los metasedimentos

de la Formación Vallecitos que se encuentra al norte de la Falla Agua Blanca y que forma parte de Santiago Peak (Figura 8b; Alsleben et al., 2012). Alsleben et al. (2012) plantean que los granos de zircones detríticos jurásicos potencialmente derivan de la exhumación de las intrusiones jurásicas reconocidas al sureste de California y sur de la sierra San Pedro Mártir, mientras que Peña-Alonso et al. (2015) también sugieren que las fuentes clásticas principales de las rocas metasedimentarias y volcanoclásticas al sur del CBP (área de estudio) son parcialmente los intrusivos jurásicos, por lo tanto esta fuerte señal jurásica que se registra en los metasedimentos de Santiago Peak y el sur del CBP posiblemente esté relacionada con la existencia de un arco volcánico del Jurásico. También hay poblaciones de zircones detríticos del Permo-Triásico (250-300 Ma), similares a las señales encontradas en unidades metasedimentarias de la sierra Calamajué (Figura 8b; Alsleben et al., 2012), las cuales han sido correlacionadas con fuentes provenientes de rocas ígneas del Pérmico documentadas en Sonora por Iriondo y Arvizu (2009). Las señales del Ordovícico-Silúrico (550-400 Ma) y Proterozoico Medio (1,200-1,000 Ma) de esta muestra (18X09) son comparables con lo obtenido hacia el occidente de la secuencia metavolcánica en la región de El Marmolito. Se puede interpretar que los depósitos volcanoclásticos en el área de estudio, en donde se observan señales de material Permo-Triásico y Ordovícico-Devónico (Figura 8a) proveniente del macizo continental, similar al del Grupo Ballenas en Bahía de los Ángeles (Campbell y Crocker, 1993) y a lo encontrado por Alsleben et al. (2012) en la sierra Calamajué (Figura 8b).

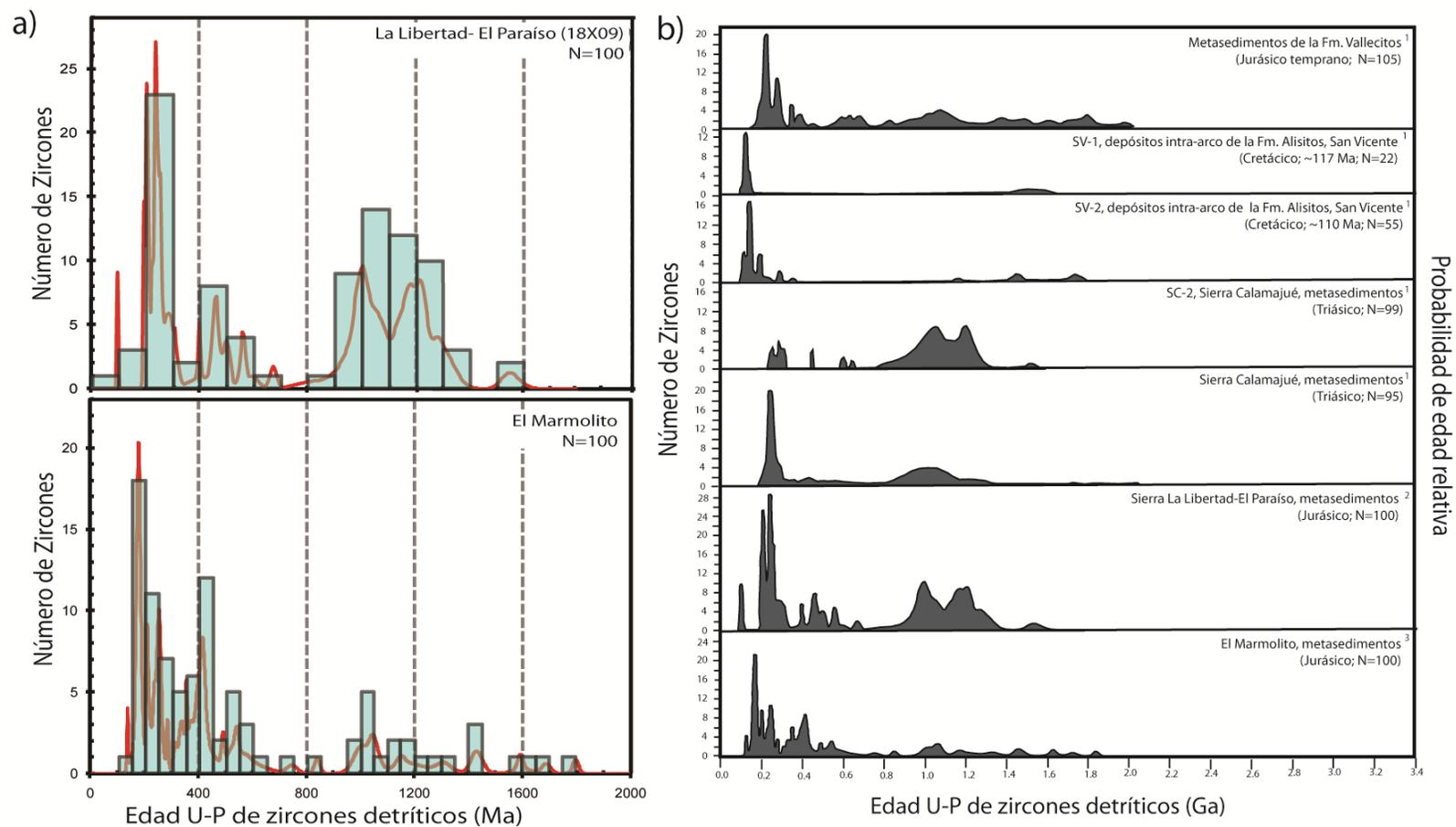


Figura 8. Gráficas de edad relativa para las poblaciones de zirrones de las muestras de rocas prebatolíticas. (a) Rocas volcánicas-volcanoclasticas colectadas en el área de estudio. La muestra (18X09) fue analizada en el trabajo de Avilez-Serrano (2012). (b) Edades relativas de depósitos intra-arco y metasedimentos. <sup>1</sup>Tomada de Alsleben et al. (2012); <sup>2</sup>Tomada de Avilez-Serrano (2012); <sup>3</sup>Este trabajo. Abreviaturas: N= número de zirrones analizados.

### 3.1.1.3 Geoquímica de las rocas encajonantes

Las rocas que encajonan a los plutones cretácicos son predominantemente volcánicas, entre las que pueden distinguirse depósitos de carácter proximal y distal, además de sedimentos asociados. Se analizaron 13 muestras de metalavas y metatobas todas con mineralogía de la facies de metamorfismo de esquistos verdes (Figura 9; Anexo 2). Cuatro de ellas pertenecen a la secuencia volcánica del Grupo Alisitos ( $K_A$ ) y las otras nueve son parte de la secuencia volcánica-volcanoclástica consideradas en este trabajo como depósitos de cuencas intra-arco de edad Jurásica que afloran desde la latitud norte ( $\sim 28.6^\circ N$ ), en la localidad de Santa Rosalita, hasta el extremo sur del Cinturón Batolítico peninsular latitud ( $\sim 28^\circ N$ ) en la localidad de El Arco, Baja California. En diferentes sectores de la sierra El Arco la alteración hidrotermal con precipitación de minerales metálicos de valor económico es importante.

Debido a la inaccesibilidad, se observa en la Figura 9 que la mayoría de las muestras se localizan en los extremos NW y SE del área de estudio. Tanto las rocas pertenecientes al Grupo Alisitos como las de afinidad jurásica, pertenecen a la serie subalcalina (Figura 10a). Las del Grupo Alisitos grafican en los campos desde el basalto hasta riolita en el diagrama TAS y son sensiblemente más alcalinas que las rocas jurásicas, tanto de la zona norte (entre Nuevo Rosarito y San Borja), como de la sur (Calmallí-El Arco). Debido a que posiblemente la alteración sufrida por estas rocas haya promovido la movilidad de elementos litófilos, es probable que estén enriquecidas en elementos móviles como en K, Ba, Sr, y Rb (Rollinson, 1993), similar a lo observado en las rocas del complejo volcánico de Santiago Peak por Herzig y Kimbrough (2014), por lo tanto la clasificación usando los elementos traza inmóviles Zr/Ti vs Nb/Y de Pearce (1996) es más confiable y en este diagrama las muestras grafican en los campos del basalto y andesitas y andesitas basálticas, lo que es más acorde con la litología expuesta (Figura 10b). En el diagrama AFM (álcalis totales, hierro total y magnesio) los valores de las rocas volcánicas del Grupo Alisitos ( $K_A$ ) y las secuencias jurásicas (Js) son básicamente calco-alcalinas con excepción de dos muestras (12-II-13 de El Veteado y 15VI08 de Santo Dominguito) que grafican en el campo de la toleítas (Figura 10c), es posible que el enriquecimiento en Fe de estas muestras sea producto

de la movilidad de elementos durante la alteración y metamorfismo, como lo reportado para rocas volcánicas del complejo volcánico de Santiago Peak por Herzig y Kimbrough (2014), donde también se observa un enriquecimiento en Fe atribuido a la movilidad de este elemento durante la alteración hidrotermal. En el diagrama ternario Hf/3-Th-Ta de la Figura 10d las rocas grafican en el campo de los basaltos de arco de islas.

Como se mencionó anteriormente la alteración hidrotermal en estas muestras pueden afectar la interpretación. Sin embargo, las rocas tienen tendencias generales de decremento en contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , MgO, CaO  $\text{TiO}_2$ , V, Ni y Sr, y un incremento en Nb e Y conforme incrementa el contenido de  $\text{SiO}_2$ , lo cual es cualitativamente consistente con fundidos hidratados máficos donde la cristalización fraccionada se lleva a cabo a bajas presiones (e.g. Pearce y Norry, 1979 *en* Herzig y Kimbrough, 2014). El cambio en el radio de los elementos traza conforme aumenta el contenido de Zr, por ejemplo el incremento en el Rb/Sr e Y/Sr es consistente con magmas en donde la plagioclasa es una fase principal en la cristalización. Lo anterior aunado al limitado enriquecimiento en Fe y el empobrecimiento en Ti y V en fundido calcoalcalinos indican que fases como el anfíbol y los óxidos de Fe-Ti fueron importantes durante la pretrogénesis (Herzig y Kimbrough, 2014).

Las tierras raras (REE) de las 13 rocas analizadas fueron normalizadas a los valores de condrita propuestos por Sun y McDonough (1989). Las muestras del Grupo Alisitos (K) tienen entre sí una tendencia similar, con un ligero enriquecimiento en tierras raras ligeras y patrones subhorizontales a horizontales en las tierras raras medias y pesadas (Figura 11a). En las muestras de las secuencias del Jurásico (Figura 11b) en las zonas norte del área de estudio (La Unión-San Borja), donde los patrones muestran un claro decremento progresivo de oeste a este en el contenido de tierras raras ligeras, resalta la muestra 01VI08 de La Unión porque tiene una pendiente pronunciada en las tierras raras ligeras. Pero en general no existen diferencias marcadas entre las muestras del Grupo Alisitos y las muestras del Jurásico hacia el sur, en donde las tendencias sugieren que derivan de un fundido del manto empobrecido o de un arco de islas primitivo.

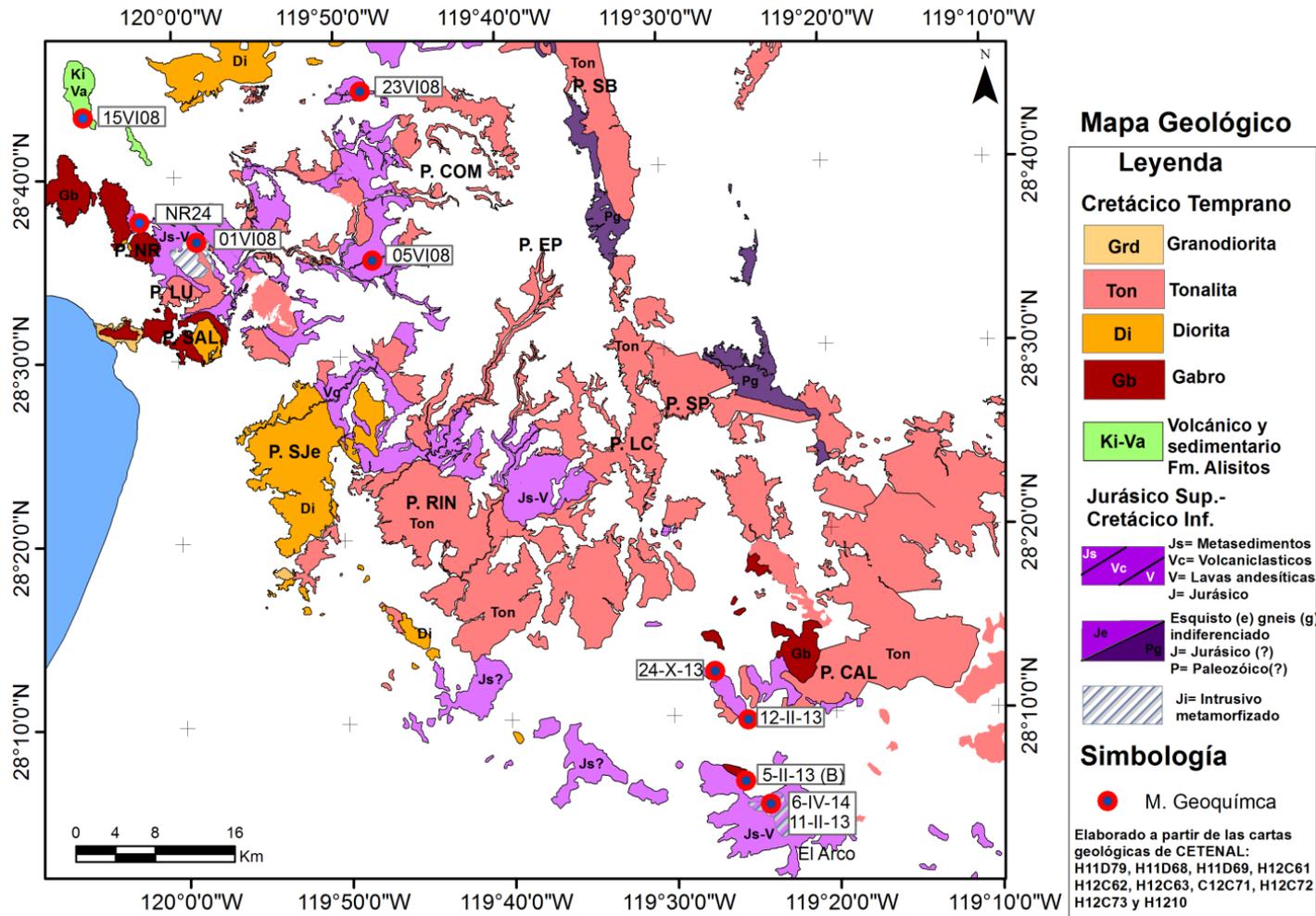


Figura 9. Localización del muestreo con fines geoquímicos realizado en las rocas prebatolíticas en el área de estudio. Al mapa se le removió la cubierta cenozoica para resaltar la litología de las rocas del Cretácico, Jurásico y Paleozoico principalmente.

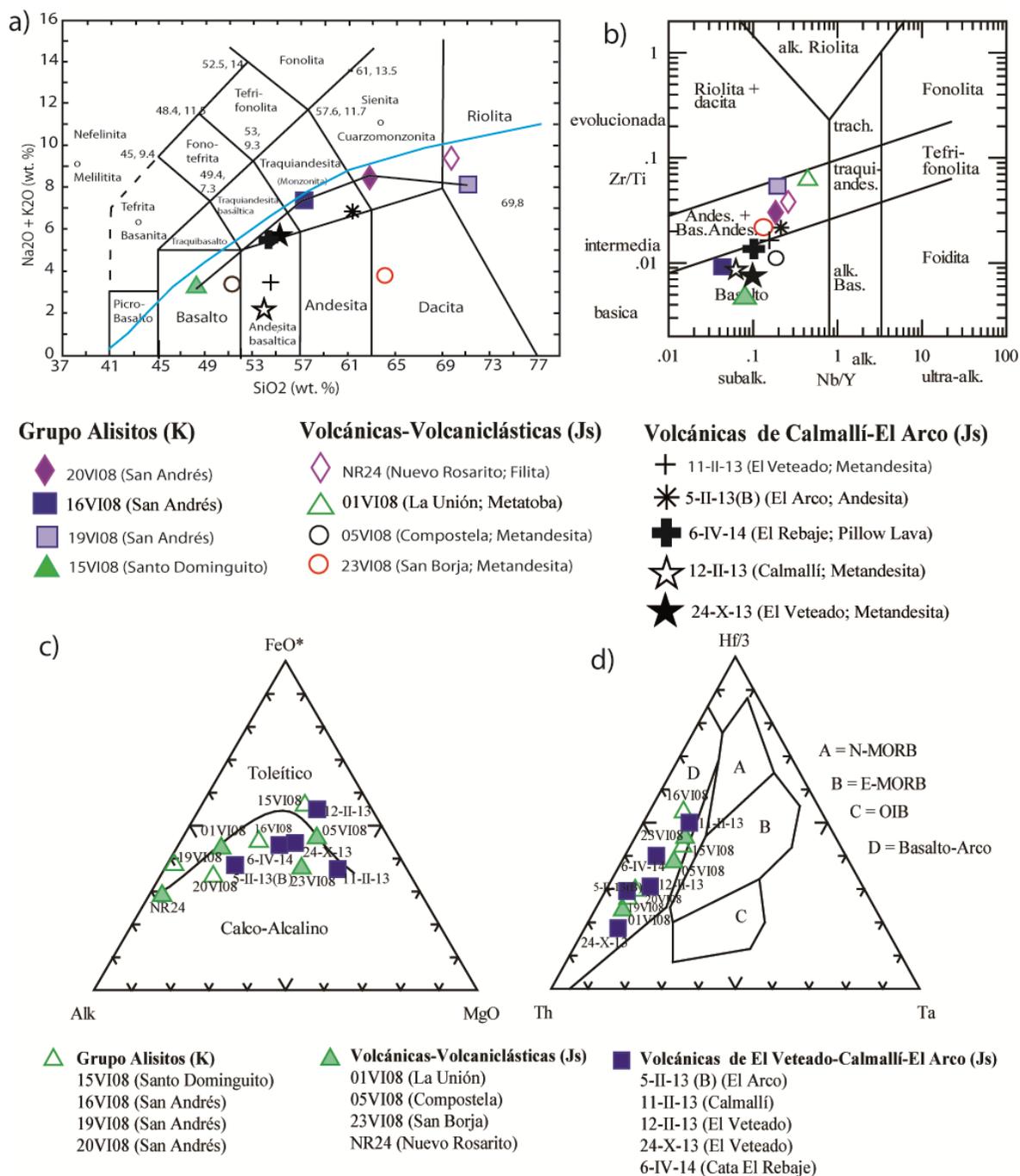


Figura 10. Geoquímica de roca total, elementos mayores y elementos traza de las rocas prebatolíticas meridionales del CBP. (a) diagrama  $\text{SiO}_2$  (wt%) vs álcalis totales (Le Bas et al., 1986). (b)  $\text{Nb/Y}$  vs  $\text{Zr/Ti}$  (Pearce, 1996). (c) diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). (d) diagrama  $\text{Hf}/3$ -Th-Ta (Wood, 1980).

En contraste los patrones de las tierras raras de las muestras del extremo sur de la secuencia jurásica en la región de El Arco-Calmallí son horizontales y con los valores de REE más empobrecidos encontrados para este tipo de rocas en la zona (Figura 11c). Los patrones de las muestras de la zona sur (El Arco-Calmallí), son similares entre sí y con respecto a las muestras de la parte norte (Grupo Alisitos y la zona de La Unión-San Borja), resalta únicamente la pequeña anomalía negativa de Ce en las lavas de El Veteado que pueden deberse a la presencia de fosfatos o bien a la separación del elemento durante la cristalización temprana de magnetita (Rollinson, 1993).

En síntesis estas tendencias en las tierras raras de todo el conjunto de rocas indican que han sido derivadas de un manto empobrecido y la ausencia de anomalías en las tierras raras medias y pesadas sugiere que en su fuente no había granate o fases minerales como hornblenda, rutilo o esfena (Rollinson, 1993). Además, los patrones observados son consistentes con la afinidad de arco de islas oceánico determinada con elementos mayores.

### **3.1.2 Rocas plutónicas de la parte sur del CBP**

A partir de diversos trabajos realizados enfocados al estudio de las rocas intrusivas y encajonantes que comprenden desde la localidad de Punta Prieta (28.8°N) hasta la Sierra El Arco (28°N), se han llegado a discriminar 17 plutones discretos (Figura 12). En el transcurso de las investigaciones se ha puesto mayor énfasis en la descripción de algunos cuerpos intrusivos como Nuevo Rosarito, estudiado por Peña-Alonso et al. (2012 y 2015), el plutón San Jerónimo analizado por Torres-Carillo et al. (2011), el estudio de la porción suroeste del plutón Calmallí por Cabalor-Ramírez (2014), así como el reconocimiento y caracterización con apoyo del análisis aeromagnético de 12 intrusivos en un área de ~4,000 km<sup>2</sup> entre Nuevo Rosarito y Los Corrales por Avilez-Serrano (2012). Todo este trabajo soporta el conocimiento y planteamiento del estudio de los plutones meridionales del CBP, sobre todo en la implementación de análisis para agregar detalle geofísico y geológico.

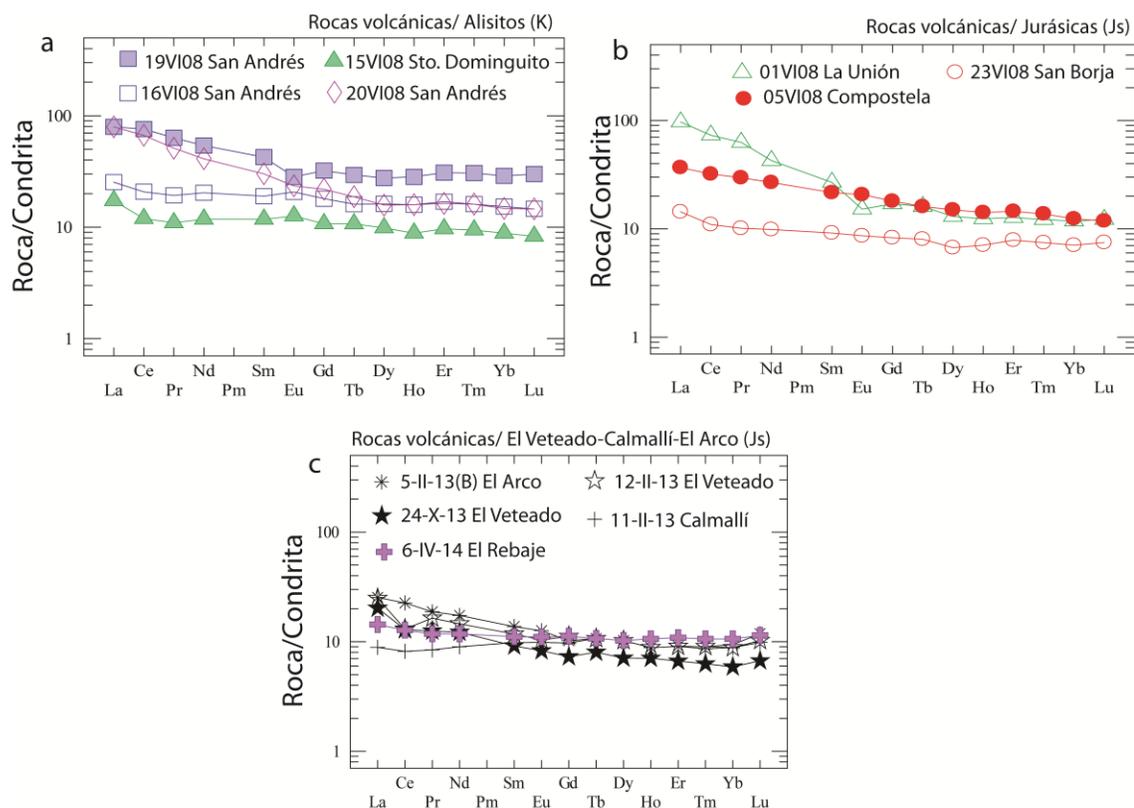


Figura 11. Abundancias de tierras raras (REE) de las rocas prebatolíticas de la parte meridional del CBP. El resultado de la geoquímica de las muestras está normalizado a condritas según Sun y McDonough (1989). Los diagramas están separados por zonas: (a) rocas volcánicas de la Formación Alisitos. (b) rocas volcánicas jurásicas. (c) Rocas volcánicas jurásicas de la zona de El Veteado-Calmallí y El Arco en el extremo sur del área de estudio.

En esta sección se describirán las características petrológicas y geoquímicas de siete de los 17 plutones meridionales del CBP identificados en este trabajo. Para su descripción, los plutones están separados según su ubicación, en los cinturones de las zonas oeste, transicional y este en los que se han dividido las rocas intrusivas del batolito peninsular. Los plutones de la zona oeste son: Punta Prieta, Nuevo Rosarito, San Jerónimo, La Rinconada y Calmallí. El plutón de Compostela es el intrusivo de la zona transicional y el plutón San Pedro pertenece a los intrusivos de la zona este. La ubicación de los plutones en el contexto regional se muestra en la Figura 13. Es importante hacer mención que la información que se tiene de cada plutón difiere en cantidad y diversidad pues, conforme avanzó el trabajo en algunas zonas se trabajó con mayor detalle algunos intrusivos, sobre todo en los plutones clave para responder a los objetivos de este trabajo, como en los plutones Calmallí, Compostela, San Pedro y San Roque. Los plutones con información más escasa son Punta Prieta y La Rinconada pues el conocimiento geológico en ellos se limita a la edad, algunas características petrológicas y sus paleopolos magnéticos.

Algunos plutones de la zona oeste, como San Jerónimo, La Rinconada, Nuevo Rosarito y Calmallí, que han sido estudiados anteriormente por Torres-Carrillo et al. (2011), Avilez-Serrano (2012), Peña-Alonso et al. (2012 y 2015) y Caballero-Ramírez (2014), respectivamente, se incluyen en este estudio porque dada su importancia la información de estos cuerpos ha sido enriquecida, sobre todo en los temas del paleomagnetismo, geoquímica e isotopía.

### **3.1.2.1 Plutones de la zona oeste**

#### **3.1.2.1.1 Punta Prieta**

El plutón de Punta Prieta (PP) es el que se encuentra más al oeste y es el único que intrusión rocas volcánicas cretácicas del Grupo Alisitos (Beggs 1984; Figura 13). El núcleo de este plutón zonado está formado por rocas máficas que están bien expuestas a 6 km al NNE de la línea de costa. De acuerdo con la composición modal, este intrusivo varía desde gabro hasta tonalita (Figura 14). Durante el muestreo

paleomagnético se observó que existe un marcado paralelismo entre las fracturas, la orientación de los diques y la foliación magmática del plutón con respecto a los planos de cizalla de las rocas volcánicas encajonantes del Grupo Alisitos que, en conjunto, tienen una dirección promedio de  $\sim 290^\circ$ . Los zircones de una tonalita de Punta Prieta tienen una edad U-Pb de  $128.1 \pm 2.1$  Ma, la cual es la más vieja de los plutones de la parte meridional del CBP (Delgado-Argote et al., 2007).

Petrográficamente se observó que las rocas máficas del plutón PP son gabros de dos piroxenos (2px) y contienen los siguientes minerales en orden de abundancia: plagioclasa (labradorita;  $\sim 75\%$ ), clinopiroxeno ( $\sim 15\%$ ), ortopiroxeno ( $\sim 6\%$ ) y minerales opacos, principalmente magnetita, que pueden llegar a representar hasta el 5% del volumen total. Las cuarzodioritas tienen hasta 72% de plagioclasa (andesina-oligoclasa), 10% de cuarzo, el mineral máfico más abundante es biotita (15%) y los minerales opacos alcanzan hasta 6%. Por último, las tonalitas tienen hasta 66% de plagioclasa (oligoclasa), 19% de cuarzo, y al igual que las cuarzodioritas en las tonalitas el mineral máfico dominante es la biotita (10%). En este tipo de rocas no se identificaron minerales opacos.

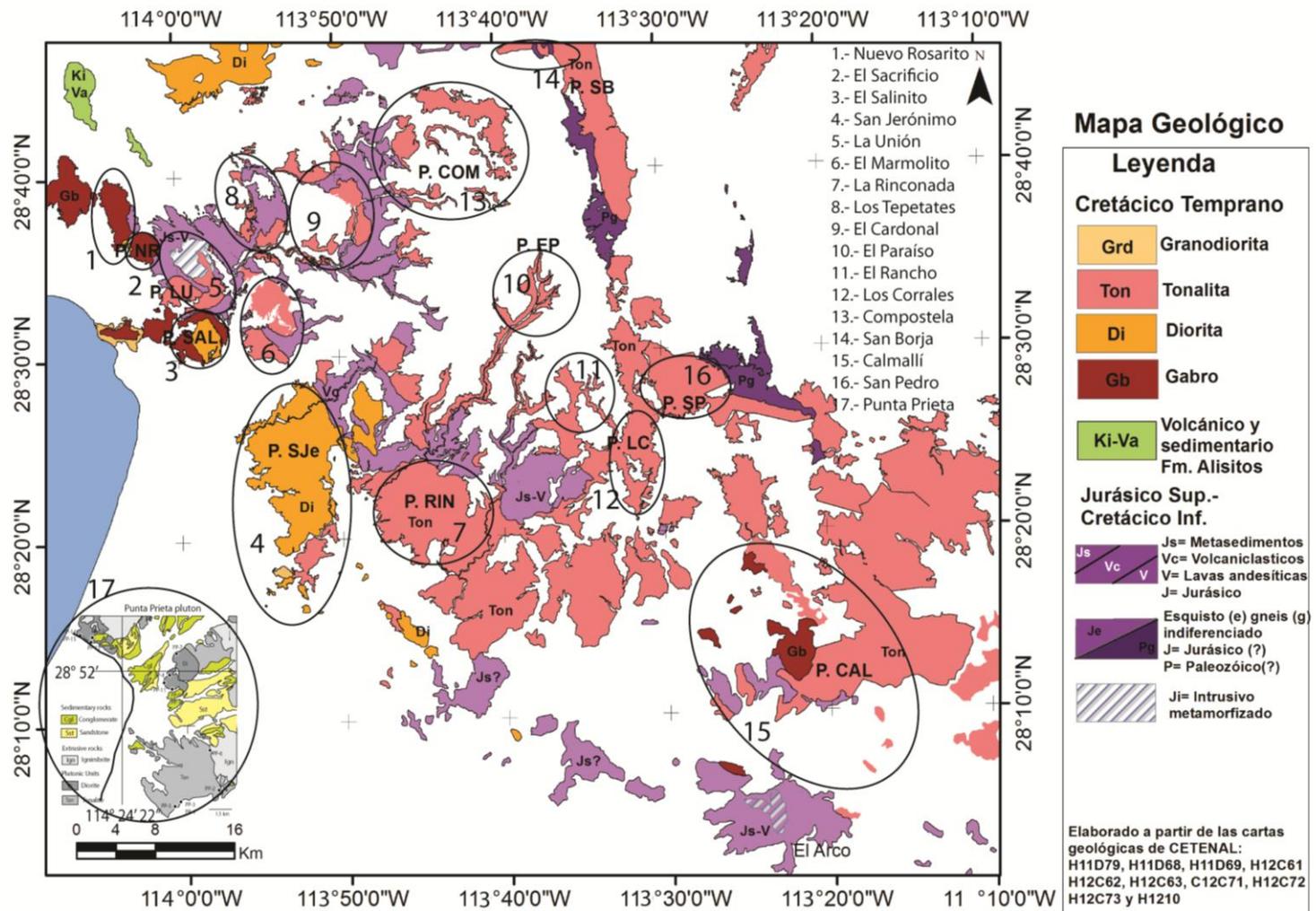


Figura 12. Mapa geológico en donde se muestra la distribución de las rocas intrusivas y encajonantes del área de estudio. Abreviaturas: P.NR, plutón Nuevo Rosarito; P.LU, plutón La Unión; P.SAL, plutón El Salinito; P.SJe, plutón San Jerónimo; P.RIN, plutón La Rinconada; P.COM, plutón Compostela; P.SB, plutón San Borja; P.EP, plutón El Paraíso; P.LC, plutón Los Corrales; P.SP, plutón San Pedro; P.CAL, plutón Calmallí.

### 3.1.2.1.2 Nuevo Rosarito

El plutón Nuevo Rosarito (NR; Figura 13) está formado por un cuerpo elíptico de 30 km<sup>2</sup> elongado en dirección NNW-SSE y un cuerpo circular de 7 km. Se localiza cerca de 80 km al sureste del plutón PP. El plutón NR intrusión granitoides jurásicos ( $151.6 \pm 2.6$  Ma) y rocas volcánicas y volcanoclásticas intensamente deformadas de edad Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, fechadas por Peña-Alonso et al. (2012). La foliación promedio en las rocas máficas y tonalíticas de NR es paralela al patrón estructural regional y a la elongación del plutón. Según Peña-Alonso et al. (2015) el emplazamiento del plutón ocurrió después del evento deformacional responsable de la foliación y metamorfismo de la roca encajonante, constreñido por dichos autores entre ~132 y ~128 Ma.

El plutón está compuesto principalmente por gabros de 2px, dioritas de 2px, cuarzodiorita de Hbl-Cpx y tonalita de Bt-Hbl (Figura 14). Zircones provenientes de la tonalita tienen una edad U-Pb de  $108.4 \pm 2.2$  Ma (Peña-Alonso et al., 2012). El gabro de 2px es la unidad intrusiva volumétricamente más importante. Es una unidad melanocrática, de grano medio a grueso que suele exhibir una pseudoestratificación marcada por variaciones granulométricas en la plagioclasa (Figura 15a) y texturas cumúlíticas (Figura 15b). Las rocas gabroicas están intrusionadas por diorita de 2px de grano fino, donde es común observar vetillas rellenas de actinolita de posible origen deutérico (Peña-Alonso, 2012). Al sur de Nuevo Rosarito afloran cuarzodioritas de Hbl-Bt y que a su vez están cortadas por cuerpos félsicos de composición tonalítica. Basándose en las relaciones de campo, Peña-Alonso (2012) interpreta que el orden de emplazamiento de estas unidades empieza con la intrusión de las rocas gabroicas, seguidas por dioritas, cuarzodioritas, tonalitas, granodioritas y al final, se emplazan diques apliticos de composición granítica.

### **3.1.2.1.2.1 Petrografía**

El análisis petrográfico de la serie de rocas intrusivas del plutón de NR fue realizado por Peña-Alonso et al. (2012), quienes reportan que los gabros son rocas con textura hipidomórfica, los cuales contienen plagioclasas (40-62%) cuya composición es principalmente labradorita-andesina con zonamiento normal, ortopiroxeno (4-29%), augita (4-27%) y los minerales opacos pueden alcanzar hasta un 12%. Los gabros con texturas cumulíticas están conformados por un 90-98% de labradorita. La diorita tiene una textura aliotromórfica, su composición modal está definida por andesina (51-55%), ortopiroxeno (7-25%), augita (10-13%), cristales poikilíticos de hornblenda en menor cantidad (4-17%) y minerales opacos del (6-12%). Las cuarzdioritas muestran texturas seriadas, compuestas por andesina (52-79%), cuarzo intergranular con extinción ondulatoria (<4%), hornblendas con inclusiones de augita (13-41%), biotita de 3 a 4% y hasta el 3% de minerales opacos. El cuerpo masivo de tonalita está formado por rocas con textura hipidimórfica y algunos diques muestran texturas alotriomórficas. Esta unidad está compuesta por oligoclasa (37-62%), comúnmente exhibiendo zonamiento normal y oscilatorio, feldespatos potásicos (<12%) con textura subofítica, cuarzo de grano fino (23-25%) con extinción ondulatoria, hornblenda (2-15%), biotita (14%) y minerales opacos (<2%). La granodiorita y el granito son rocas ricas en biotita (hasta 16%), feldespatos potásicos (10-66%), oligoclasa (10-49%), cuarzo (24-40%) y minerales accesorios como zircón, apatito y turmalina.

### **3.1.2.1.2.2 Geoquímica de elementos mayores y tierras raras**

Con respecto a la geoquímica de las rocas del plutón NR, Peña-Alonso et al. (2012) reportaron que las rocas gabroicas tienen concentraciones bajas de  $TiO_2$  y  $P_2O_5$  y altas en  $Al_2O_3$  (17.2 a 23.7%), excediendo el contenido normal para rocas gabroicas subalcalinas (Cox et al., 1979 en Peña-Alonso et al., 2012). Este excedente en aluminio es típico en basaltos de arco ricos en aluminio (17-22 wt%; e.g., Fournelle and Marsh, 1991), la cual es la roca dominante en la mayoría de los ambientes de arco de islas. Esta observación es consistente con el resultado al graficar las muestras en el diagrama de discriminación tectónica propuesto por Frost et al. (2001), donde las

rocas del plutón NR caen en los campos de los intrusivos metaluminosos y concordante con la composición de los batolitos cordilleranos o de arco de islas (Peña-Alonso et al., 2012; Figura 16a-c).

Las abundancias de las REE de gabros normalizadas a condrita tienen de 2 a 5 veces los niveles de condrita, mostrando patrones planos y anomalías positivas de Eu ( $Eu/Eu^* 0.52$ ) asociadas con la presencia de cumulos de plagioclasa (Figura 16d). En contraste, las rocas tonalíticas tienen abundancias de REE cercanas a 27 veces los niveles de condrita, presentan un ligero fraccionamiento de las tierras raras ligeras (LREE) y patrones planos en las tierras raras pesadas (HREE) y algunas muestras tienen anomalías negativas de Eu ( $Eu/Eu^* -0.74$ ; Figura 16e). Estos patrones de REE son consistentes con los reportados por Gromet y Silver (1987) para las rocas intrusivas de la zona oeste del Cinturón Batolítico Peninsular.

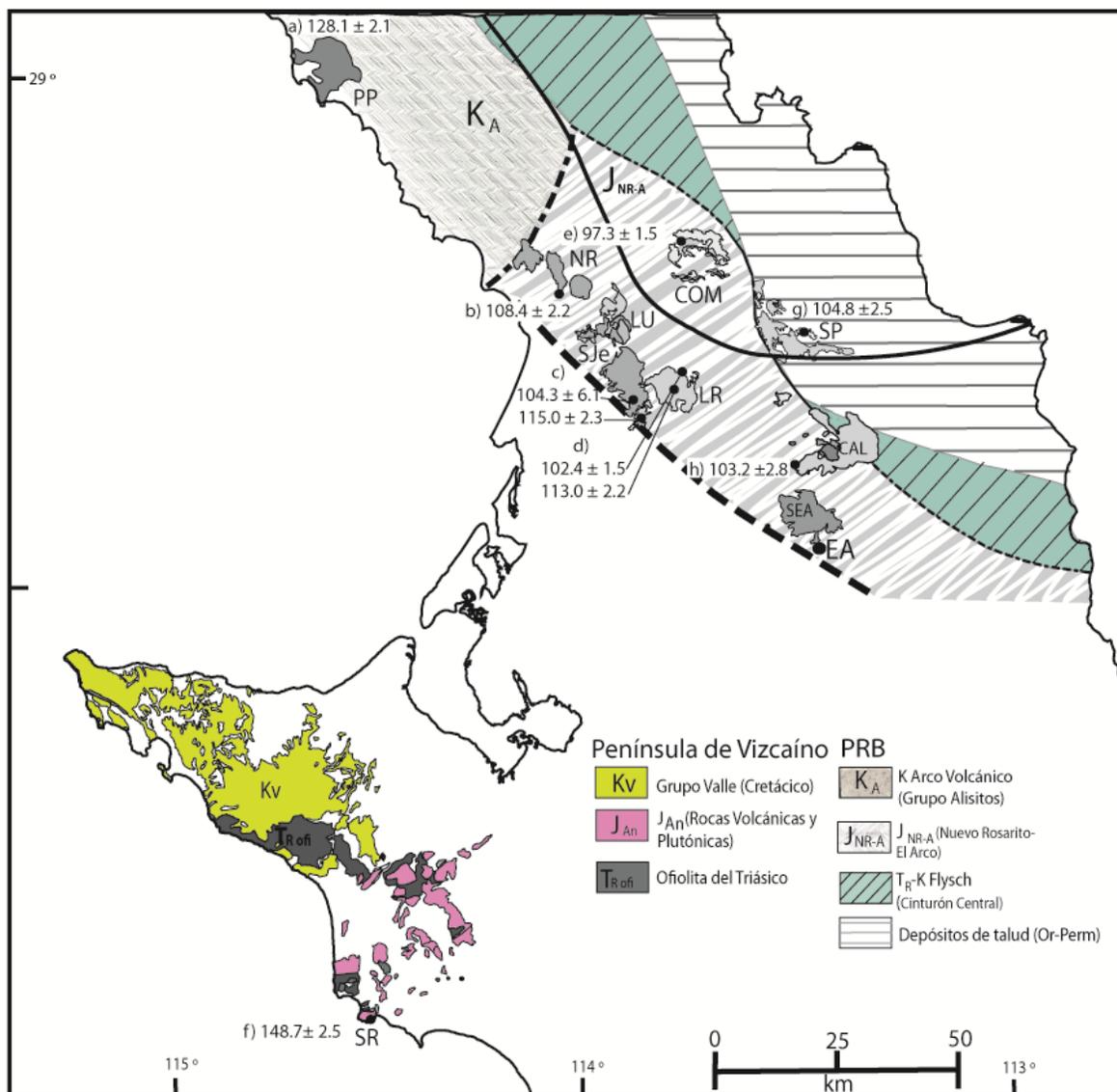
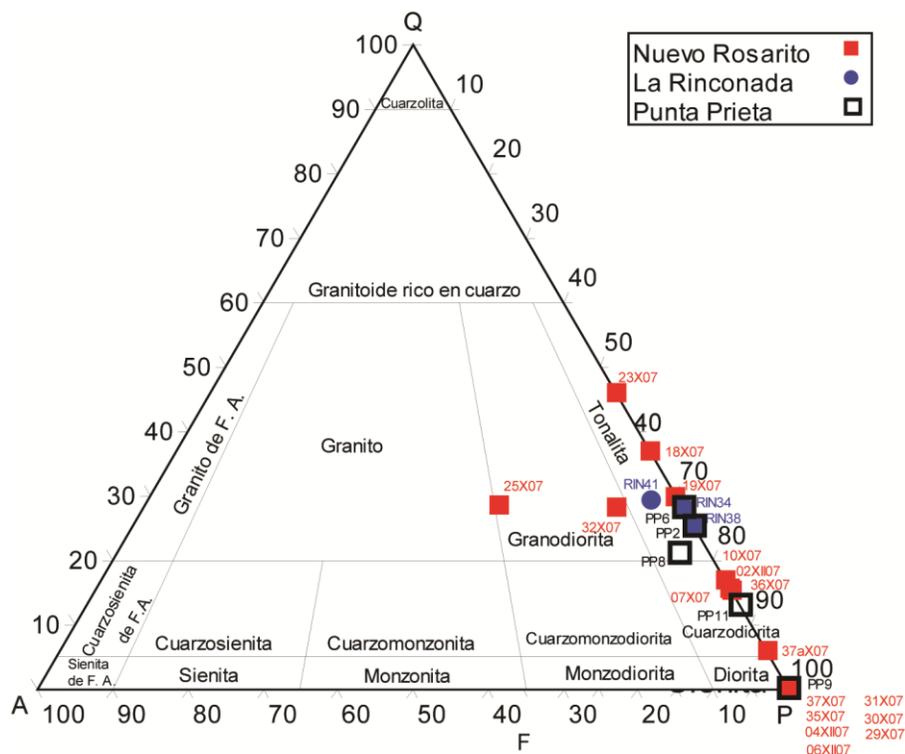


Figura 13. Mapa geológico simplificado del Cinturón Batolítico Peninsular y la península Vizcaíno en el cual se indican las edades U-Pb en zircones de los plutones estudiados en este trabajo: PP (Punta Prieta), NR (Nuevo Rosarito), LR (La Rinconada), SJe (San Jerónimo), COM (Compostela), CAL (Calmallí) y SP (San Pedro). Edades U-Pb de las rocas plutónicas según: (a) Delgado-Argote et al. (2007); (b) Peña-Alonso et al. (2012); (c) Torres-Carrillo et al. (2012); (d) Delgado-Argote et al. (2007); (e), (f) y (g) de este trabajo y (h) Kimbrough et al (2014). EA, El Arco; LU, La unión; SEA, Sierra El Arco; SR, San Roque. (Modificado de Torres-Carrillo et al., 2016).



PLUTÓN	Fk%	Qz%	Pl%	Muestra	PLUTÓN	Fk%	Qz%	Pl%	Muestra
Nuevo Rosarito	0	15	85	07X07	Nuevo Rosarito	25	28	47	25X07
Nuevo Rosarito	0	25	75	10X07	Nuevo Rosarito	0	7	93	02XI07
Nuevo Rosarito	9	28	63	32X07	Nuevo Rosarito	0	0	100	04XI07
Nuevo Rosarito	0	0	100	35X07	Nuevo Rosarito	0	0	100	06XI07
Nuevo Rosarito	0	15	85	36X07	La Rinconada	0	28	72	RIN34
Nuevo Rosarito	0	0	100	37X07	La Rinconada	0	25	75	RIN38
Nuevo Rosarito	0	6	94	37aX07	La Rinconada	4	29	67	RIN41
Nuevo Rosarito	0	0	100	29X07	Punta Prieta	0	0	100	PP9
Nuevo Rosarito	0	0	100	30X07	Punta Prieta	0	13	87	PP11
Nuevo Rosarito	0	0	100	31X07	Punta Prieta	4	21	75	PP8
Nuevo Rosarito	0	37	63	18X07	Punta Prieta	0	25	75	PP2
Nuevo Rosarito	0	30	70	19X07	Punta Prieta	0	28	72	PP6
Nuevo Rosarito	0	46	54	23X07					

Figura 14. Diagrama QAP para rocas plutónicas (LeMaitre, 2002), que muestra la clasificación modal de muestras de los plutones de Nuevo Rosarito (Peña-Alonso et al, 2012), La Rinconada (Avilez-Serrano, 2012) y Punta Prieta. Se observa una tendencia que va desde gabros y dioritas hasta granodioritas, típico de secuencias de arco de islas.

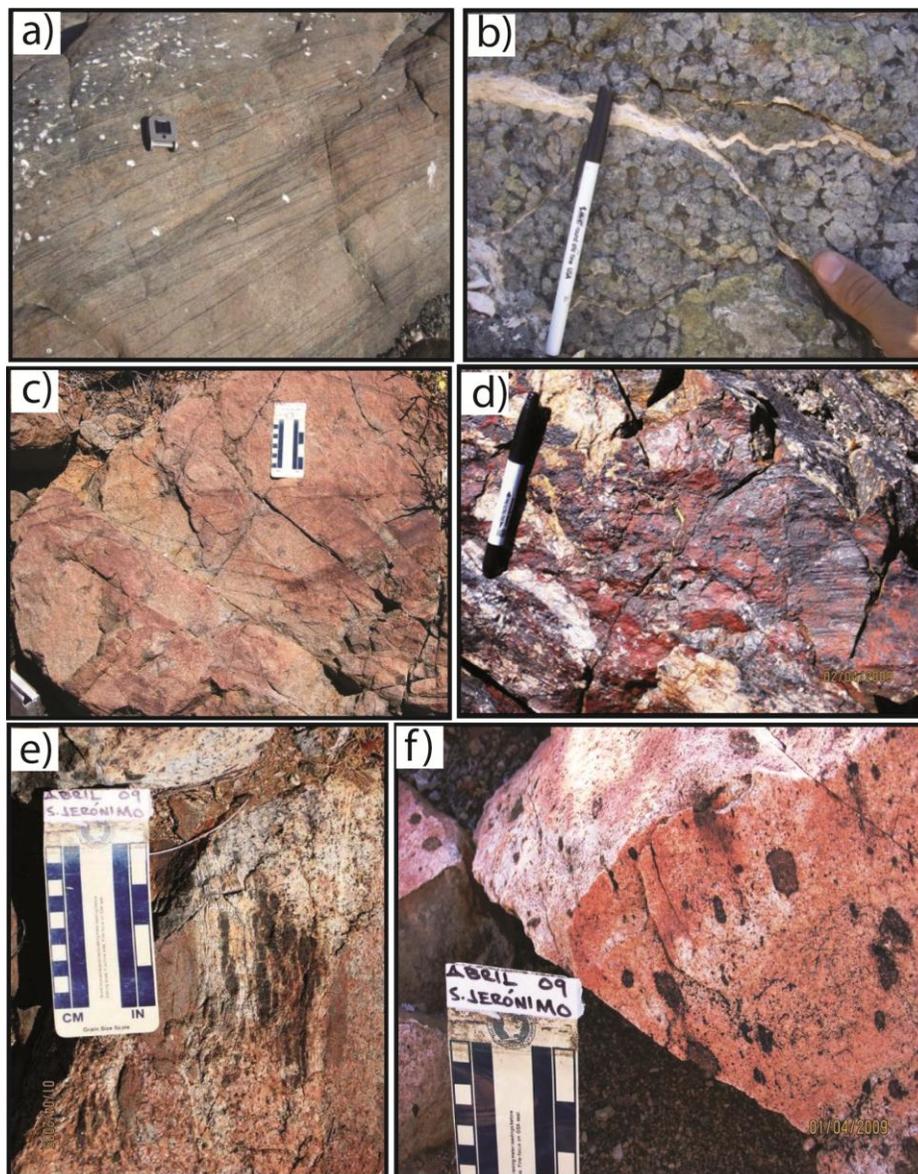


Figura 15. (a) Diorita de grano fino del plutón Nuevo Rosarito en donde se observa un complejo arreglo de “vetillas” compuestas en su mayoría por hornblenda de grano fino, así como enclaves de la misma composición (Peña-Alonso, 2012). (b) Gabro hacia la parte SE de Nuevo Rosarito con textura cumulítica (Peña-Alonso, 2012). (c) Vetillas de hornblenda en arreglo de “*stockwork*” en gabro y diorita del plutón San Jerónimo. En la imagen se aprecia el tono rojizo característico de estas rocas. (d) Dique de óxidos de Fe con vetillas de sílice orientadas en la dirección de flujo en el plutón San Jerónimo. (e) Zona de mezcla entre magma diorítico y tonalítico: los enclaves de diorita máfica son de grano fino en la tonalita félsica de grano grueso en el plutón San Jerónimo. (f) Tonalita porfídica con fenocristales de hornblenda y clinopiroxeno de hasta 2 cm con alineación paralela a la orientación de los diques en el plutón San Jerónimo.

### **3.1.2.1.3 La Rinconada**

El plutón tonalítico La Rinconada (LR; Figura 12 y 13) está intensamente foliado y se caracteriza por variaciones locales en las proporciones de hornblenda/biotita (Hbl/Bt). La tonalita más vieja (U-Pb en zircones de  $113 \pm 2.2$  Ma; Delgado-Argote et al., 2007) ocupa la parte central del plutón. Muestra un tamaño de grano más pequeño y tiene una relación alta de Hbl/Bt, está débilmente deformada y su foliación magmática se orienta principalmente hacia el NNE-SSW. En contraste, la tonalita de grano grueso (U-Pb en zircones es  $102.4 \pm 1.5$  Ma; Delgado-Argote et al., 2007), muestra relaciones bajas de Hbl/Bt. Estas rocas más jóvenes ocupan los bordes del plutón en la sección de muestreo orientada WNW-ESE. Es importante mencionar que la titanita es un mineral accesorio común en este plutón, que también es característico en los intrusivos de la zona transicional y la zona este del CBP.

Las rocas del plutón LR grafican en el diagrama QAP en los campos de la tonalita y granodiorita (Figura 14). Del análisis de Avilez-Serrano (2012) se identifican texturas inequigranulares seriadas con granularidad variable entre gruesa y fina. La plagioclasa tiene composiciones de oligoclasa-andesina y se concentra en un rango de 51 a 57%, la biotita varía entre 5 y 23%.

### **3.1.2.1.4 San Jerónimo**

El cuerpo intrusivo más grande en la región es el plutón San Jerónimo (SJe; Figura 12 y 13). Es un batolito de  $200 \text{ km}^2$  elongado N-S, dominado en su parte norte por rocas gabroicas a dioríticas y en su extremo sur por rocas dioríticas a tonalíticas (Figura 17a). En la parte sur, las edades U-Pb en zircones de dos muestras de tonalita varían entre  $115.0 \pm 2.3$  Ma (MZ-30) y  $104.3 \pm 6.2$  Ma (18-IV-09) (Torres-Carrillo et al., 2012).

A partir del contenido mineralógico y rasgos texturales descritos por Torres-Carrillo (2010) se identificaron cinco unidades litológicas en el plutón San Jerónimo las cuales son: 1) gabro 2px, diorita de Hbl-Cpx y diorita de Cpx-Hbl-Bt; 2) cuarzodiorita; 3) tonalita y diques aplíticos de la misma composición; 4) granodiorita; 5) diques de óxidos de Fe.

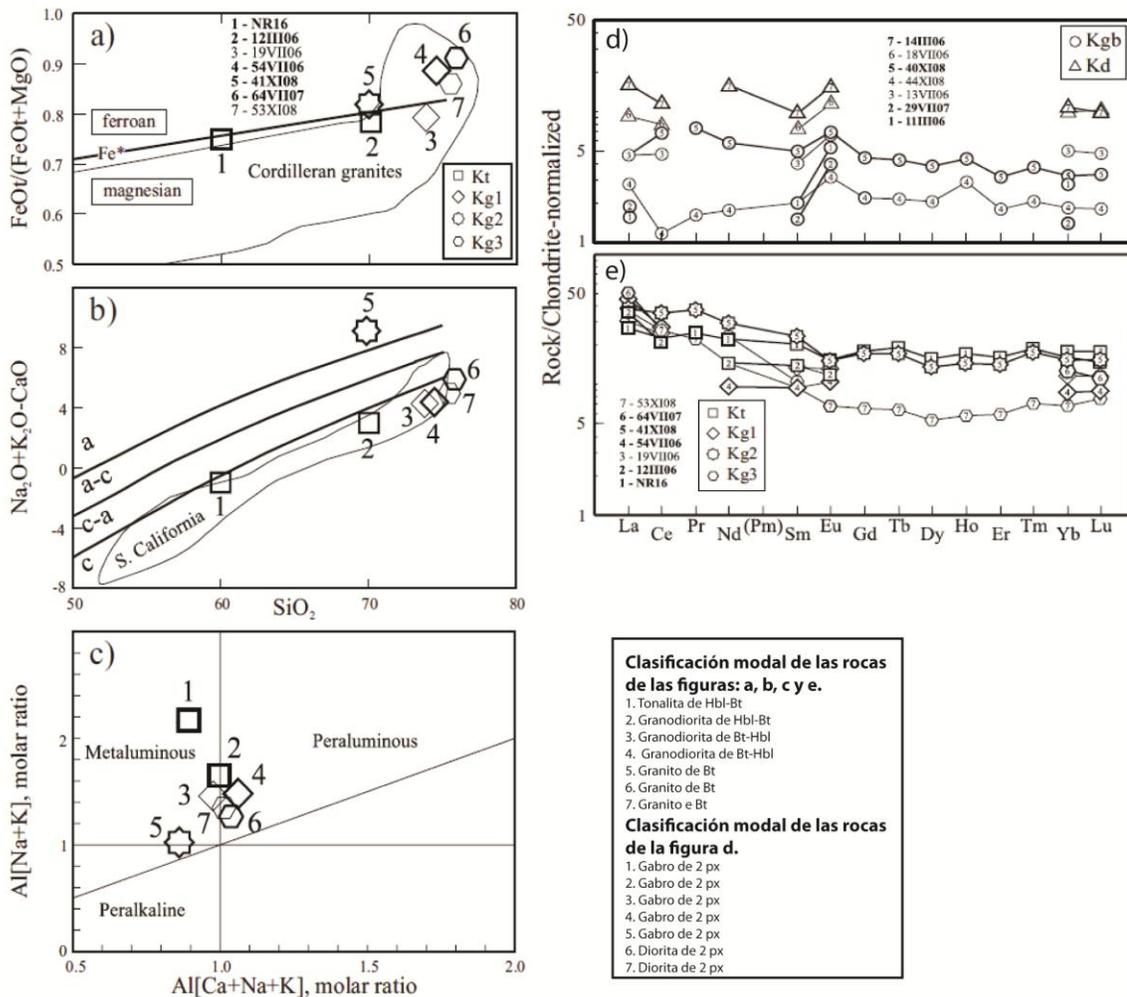


Figura 16. Diagramas de clasificación geoquímica para rocas graníticas según Frost et al. (2001) y patrones de tierras raras (REE) normalizados a condrita según los valores de Nakamura (1974) y Haskin et al. (1968). El número de muestra está enlistado en los diagramas. (a) Diagrama  $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  (wt%) indicando los campos de *ferroano* y *magnesiano*, y el campo de los granitos cordilleranos. (b) Diagrama  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (wt%) mostrando los rangos de composición cálcica del CBP en el sur de California. Abreviaturas: c: cálcico; c-a: calco-alcalino; a-c: alcalino-cálcico; a: alcalino. (c) Diagrama del índice de saturación de aluminio (Shand's-index). (d) Gabro (Kgb) y Diorita (Kd). (e) Tonalita (Kt), tonalita y granito rico en biotita (Kg1), granito rico en hornblenda (Kg2) y granitos de biotita (Kg3) (Tomado de Peña-Alonso et al., 2012).

El cuerpo máfico gabro–diorítico del norte es muy homogéneo y de grano grueso. Una de sus características principales es la presencia de vetillas de hornblenda y la presencia de minerales máficos en agregados que le dan un aspecto glomerofírico a la roca (Figura 15c). La parte sur del cuerpo máfico está cortado por diques de composición tonalítica orientados E–W, con espesores de hasta 30 m. En esta zona también existen zonas de mezcla donde enclaves de diorita están embebidos en tonalita (Figura 15e), lo que muestra que la roca félsica es posterior a la máfica. La tonalita, que aflora en la parte central del plutón SJe, se caracteriza por alojar diques de óxidos de fierro. Estas tonalitas son principalmente de grano medio y homogéneas mineralógicamente. Algunos cuerpos tonalíticos que intrusionan la parte sur de la unidad gabro–diorítica al norte son circulares en planta y tienen diámetros que oscilan entre 15 y 30 m, y se interpreta que tienen una geometría similar a la de los *plugs* (cuellos volcánicos). En los contactos con diques de Fe la tonalita tiene comúnmente una textura aplítica y porfídica (Figura 15f), lo que indica que su cristalización puede asociarse con ambientes de baja presión, rápido enfriamiento y alta nucleación (Hibbard, 1995).

Los diques de óxido de fierro mostrados en la Figura 15e tienen espesores entre 5 y 10 m y están emplazados en la tonalita de la parte centro–noroeste del plutón. Mineralógicamente son muy homogéneos, notándose en sitios determinados un aumento en los silicatos, principalmente cuarzo y piroxenos los cuales, en conjunto, no superan el 5%. Los diques tienden a orientarse paralelamente al sentido dominante de las fracturas verticales de la tonalita, cuya orientación es  $227^{\circ}/88^{\circ}$  (Torres-Carrillo et al., 2011).

#### **3.1.2.1.4.1 Petrografía y microscopía electrónica**

Del análisis petrográfico se observó que el gabro de 2px tiene una textura holocristalina seriada inequigranular. La plagioclasa (labradorita) subhedral de grano grueso, forma el 60-70% del volumen, algunos cristales están zonados y con alteración selectiva a sericita. Son comunes las inclusiones en plagioclasa de Cpx y Hbl, lo cual es característico de rocas gabroicas con rasgos cumulíticos. Estas relaciones indican una

cristalización tardía del Cpx y Hbl con una tasa relativamente baja de nucleación. La augita es abundante, con una proporción de 15.5 a 23% del volumen total. La hornblenda se concentra hasta en 13% y los minerales opacos en este tipo de rocas van del 1 al 3% en formas típicamente anhedral. Son comunes como inclusiones en Cpx y Hbl.

Las dioritas presentan normalmente texturas seriadas holocristalinas inequigranulares con minerales de tamaño medio a grande. Las plagioclasas (oligoclasa-andesina) están en proporciones entre 61 al 78%. Es común la sericitización selectiva en planos de fractura y núcleos de cristales de plagioclasa. La hornblenda es el mineral máfico más abundante (5-19%), seguido por augita concentrada en proporciones del 1 al 10%, principalmente anhedral, que en ocasiones exhiben maclas y tienen inclusiones de minerales opacos anhedral. En estas rocas el ortopiroxeno puede alcanzar hasta el 3%. y los minerales opacos del 2 al 3.5%, distribuidos en toda la roca.

Los cuerpos principales de tonalita, dentro de los que se excluyen los diques y *plugs*, tienen una textura seriada holocristalina inequigranular. Los minerales constituyentes, en orden de abundancia son: plagioclasa, hornblenda, biotita, augita, trazas de minerales accesorios como el zircón y la apatita, mientras que los opacos, principalmente magnetita, se observan diseminados en la mayoría de la muestras. La plagioclasa (oligoclasa-andesina), se concentra en una proporción de 47 a 63%. Los minerales máficos más abundantes son la biotita (2 al 15%), seguida de la hornblenda (<11%) y en menor proporción el clinopiroxeno (<8%). El cuarzo varía entre el 29 y el 37% y los minerales accesorios son el zircón y la apatita. Los minerales opacos son principalmente anhedral, ocupan los espacios entre silicatos y comúnmente se encuentran como inclusiones en plagioclasa, biotita y hornblenda.

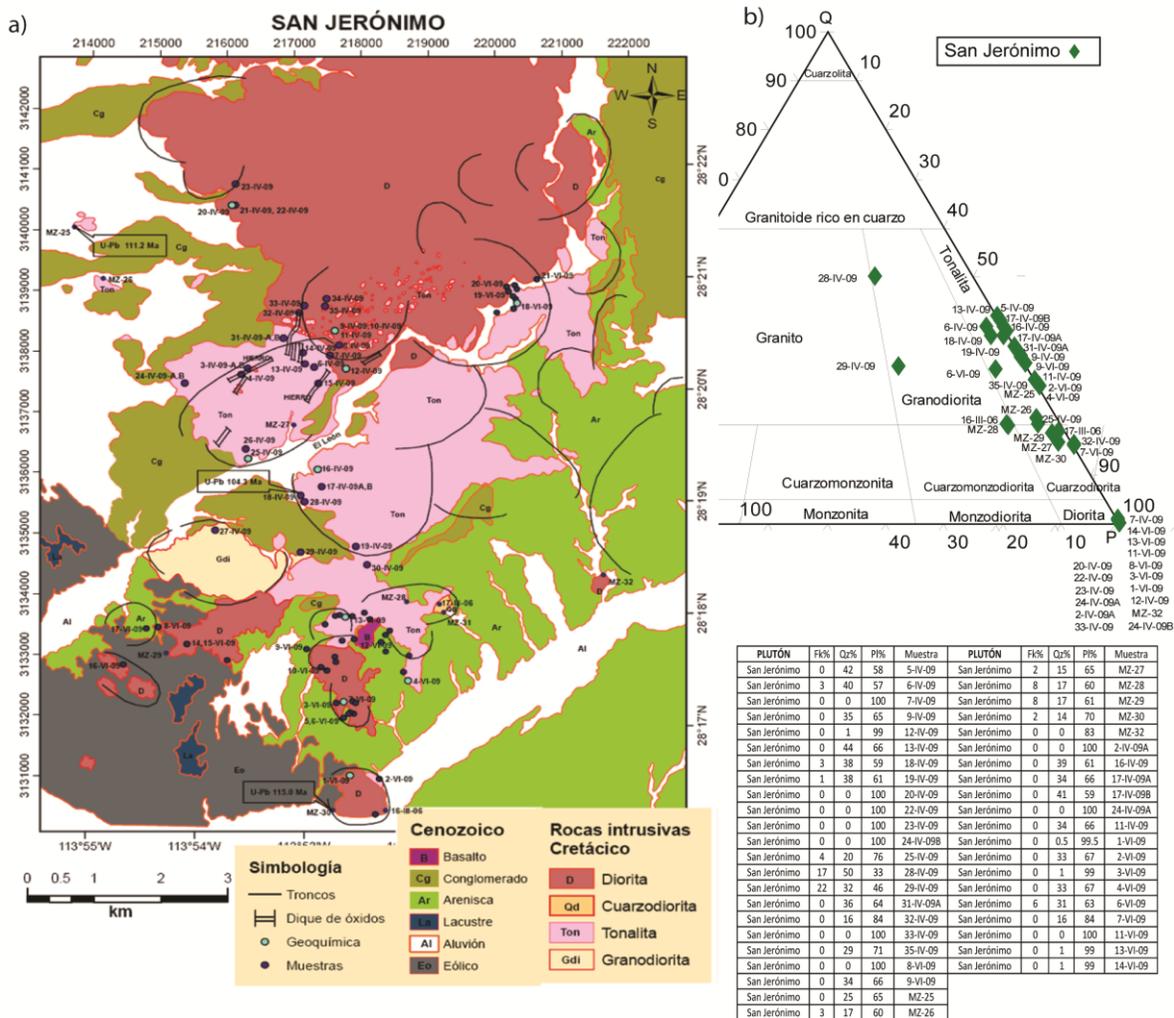


Figura 17. (a) Mapa geológico del plutón San Jerónimo donde se indican las estructuras circulares más importantes; asociadas a pulsos por emplazamiento, así como la ubicación de las muestras. (b) Diagrama QAP para rocas plutónicas (LeMaitre, 2002), que muestra la clasificación modal de las muestras del plutón. Se observa un enriquecimiento inicial en sílice y finalmente en feldespato potásico (Fk) en las rocas de la zona sur. Los granitos corresponden a diques. (Torres-Carrillo, 2010).

Durante el análisis petrográfico y de microscopía electrónica de barrido de las muestras de los diques de hierro, se observaron abundantes cristales de ortopiroxeno hasta de 2 mm. Con luz reflejada destacan las texturas de aspecto botroidal, las cuales se desarrollan en espacios abiertos donde circulan soluciones hidrotermales (Hibbard, 1995). El análisis de muestras de los diques de óxidos de hierro con el microscopio electrónico de barrido muestra que, en su mayoría, los minerales opacos están compuestos por óxidos de Fe y que la presencia de Ti es prácticamente nula. A partir de los barridos realizados en zonas seleccionadas de las láminas se observó que los elementos más abundantes en estos diques, son: Fe, Mg, Si, Al y Na. Los silicatos (Opx, Cpx y Pl) en estas muestras son tabulares subedrales de tamaño entre 0.3 y 1 mm, mientras que la sílice aparece relleno de espacios.

#### **3.1.2.1.4.2 Geoquímica de elementos mayores y tierras raras**

Se analizaron 10 muestras de rocas intrusivas del plutón San Jerónimo (SJe). Las muestras analizadas corresponden a un gabro (12-IV-09), cuatro dioritas (07-VI-09, 13-VI-09, 18-VI-09, 20-IV-09), y cinco tonalitas (10-IV-09, 16-IV-09, 25-IV-09, 01-VI-09, 04-VI-09), cuyos análisis se presentan en el Anexo 3 y su localización en el mapa de la Figura 17a.

Al graficar las muestras en el diagrama  $Fe^*/SiO_2$  se observa que todas grafican en el campo de los granitos cordilleranos y, de las siete muestras con valores mayores al 50% de  $SiO_2$ , tres se encuentran en el campo magnesiano, dos son claramente "ferroanas" y dos más están sobre la línea divisoria entre rocas calcoalcalinas y toleíticas (Figura 18c). En el diagrama MALI (Índice modificado álcalis-calcio), el cual clasifica las rocas de acuerdo con la relación  $(Na_2O+K_2O-CaO)/SiO_2$ , se pueden observar tendencias regidas por procesos de cristalización fraccionada. Este índice aumenta conforme aumenta el contenido de  $SiO_2$  en las rocas y se reconoce que muchas de las cámaras comagmáticas muestran una tendencia similar en este diagrama (Frost et al., 2001). Se observa que las muestras de SJe grafican en los campos calcoalcalino y cálcico (Figura 18e). En particular, todas las rocas con valores de sílice superiores al 70% son cálcicas, mientras que las que tienen proporciones

menores a ese valor son calcoalcalinas. La tendencia cálcica de las tonalitas se asocia al contenido alto de hornblenda y clinopiroxeno. En el diagrama ASI (Índice de saturación de aluminio) se observa que todas las rocas grafican en el campo metaluminoso (Figura 18d). Se puede decir que una vez que estas rocas han acomodado el Al en los feldespatos, es común que exista un exceso de Ca y, como resultado, las rocas tendrán fases minerales cálcicas, tales como la hornblenda y la augita, y no tendrán muscovita de primera formación.

En resumen, Torres-Carrillo (2010) concluye con base en las gráficas elaboradas según los esquemas propuestos por Frost et al. (2001), que las rocas del plutón SJe son granitoides de tipo cordillerano con magnesio (granitos tipo I). Su carácter es cálcico a calcoalcalino, y son metaluminosas, por lo que se asume que estas rocas están asociadas a un arco de islas con tendencias de diferenciación relativamente oxidantes, donde los tipos de roca característicos son diorita, cuarzodiorita, tonalita, monzodiorita y granodiorita, y donde las fases minerales dominantes son ricas en calcio, y cristalización de magnetita en una etapa temprana, inhibiendo el enriquecimiento en Fe durante la diferenciación. Finalmente, es conveniente observar que de acuerdo con la clasificación tectónica para granitos de Pearce et al. (1984), que utiliza  $Rb/(Y+Nb)$  la asociación resultante para las rocas del plutón SJe corresponde al de arco.

Los resultados del análisis de tierras raras (REE) en este plutón mostraron que el gabro y las dioritas (Figura 19a), tienen un patrón similar de REE, pues todas presentan un ligero enriquecimiento de LREE con respecto a las HREE y anomalías pequeñas de Eu, positivas y negativas. El gabro de 2px (muestra 12-IV-09) tiene las concentraciones más bajas de REE y el patrón subhorizontal es similar al de las dioritas. En la diorita 18-VI-09 una pequeña anomalía positiva de Eu se asocia con la presencia de fases cumúlíticas y al alto contenido de hornblenda y clinopiroxeno, de manera contraria, en la muestra 13-VI-09 empieza a distinguirse el inicio del fraccionamiento de la plagioclasa con base en la anomalía negativa de Eu.

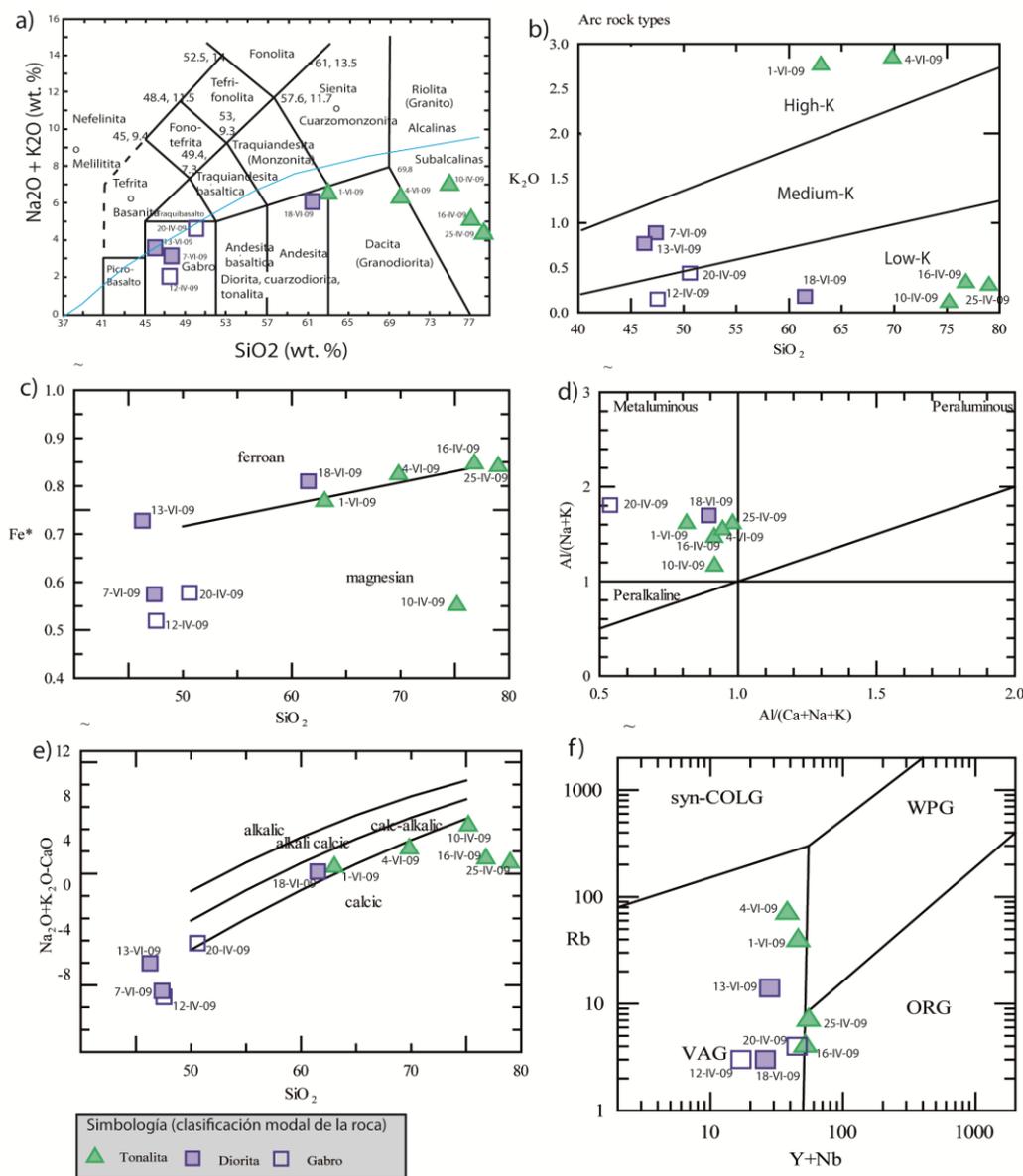


Figura 18. Geoquímica de roca total, elementos mayores y elementos traza de las rocas del plutón San Jerónimo. (a) Diagrama  $\text{SiO}_2$  (wt%) vs álcalis totales (Le Bas et al., 1986). (b)  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ , con los campos definidos por Rickwood (1989). (c) Diagrama  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  (wt%) indicando los campos de *ferroano* y *magnesiano* (Frost et al., 2001). (d) Diagrama del índice de saturación de Aluminio (Shand's-index). (e) Diagrama (MALI)  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})/\text{SiO}_2$  (Frost et al., 2001). (f) Diagrama de discriminación  $\text{Rb}/(\text{Y}+\text{Nb})$  para granitos (Pearce et al., 1984). VAG = granitos de arco volcánico, SCG = granitos sincolisionales, WPG = granitos de intraplaca, ORG = granitos de dorsal oceánica.

Las tonalitas en la Figura 19b muestran patrones de REE muy similares. Todas tienden a ser horizontales en las HREE con valores de relaciones entre 25-35 y tienen un moderado enriquecimiento en LREE. Existe un marcado patrón convexo en las LREE de las muestras tonalíticas, las cuales corresponden a rocas ricas en sílice que grafican en el campo del granito del diagrama TAS. Se interpreta que estas muestras en particular cristalizan de los últimos líquidos magmáticos del complejo, por lo que dicho patrón convexo puede deberse a la precipitación de la hornblenda, como la fase máfica que sigue al clinopiroxeno. En todas las muestras de tonalita se observa una anomalía negativa de Eu que refleja el dominio de la plagioclasa en el estadio tardío de diferenciación (Cox et al., 1979). Como referencia, en el plutón de San Telmo, localizado en la parte central del Cinturón Batolítico Peninsular (Figura 1), Gromet y Silver (1987) muestran patrones de enriquecimiento en LREE muy similares a los observados en las tonalitas del plutón SJe y también proponen que los patrones están relacionados con la última distribución de una cierta cantidad de fundido tardío o muy evolucionado, ya que las fracciones tardías de un sistema contendrán la mayor parte de LREE.

Finalmente las características de los patrones de REE en estas rocas sugieren que derivan de un magma padre de composición gabroica.

#### **3.1.2.1.5 Calmallí**

El plutón Calmallí es un cuerpo de dimensiones batolíticas que aflora entre la sierra El Veteado y el rancho Los Tepetates, cuyo núcleo se encuentra al este del rancho Las Palomas. Su nombre fue asignado inicialmente por Barthelmy (1979) en el primer trabajo geológico publicado de la zona y posteriormente retomado por Caballero-Ramírez (2014) en su trabajo de tesis de maestría (CAL; Figura 12 y 13). El plutón Calmallí está elongado hacia el NW-SE y está expuesto en un área de ~300 km<sup>2</sup> entre la sierra El Veteado y el rancho Los Tepetates al oeste, y al norte, está delimitado por el rancho La Polea. Está emplazado en rocas que pertenecen a la secuencia prebatolítica volcánica- volcanoclástica del Jurásico. Esta posición dentro del esquema prebatolítico lo ubica dentro de los plutones de la zona oeste del CBP. Sin embargo

Caballero-Ramírez (2014) hace referencia a que el tamaño de proporciones batolíticas y la presencia de minerales característicos de la zona transicional (titanita) en este plutón lo incluiría dentro del grupo de plutones de ambiente transicional.

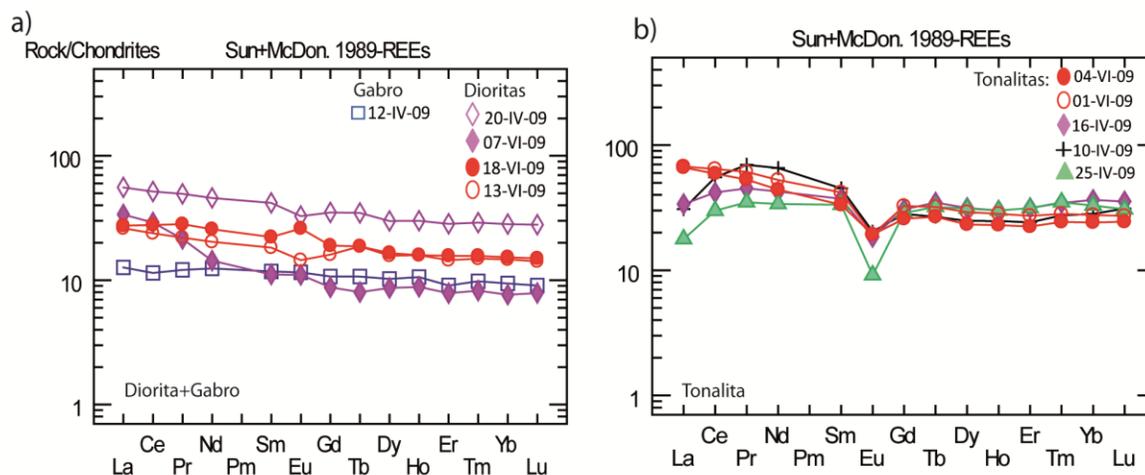


Figura 19. Abundancias de tierras raras (REE) del plutón San Jerónimo normalizadas a condritas (Sun y McDonough, 1989) según los tipos de roca. (a) Gabro y dioritas. (b) Tonalitas.

Con base en el trabajo de Caballero-Ramírez (2014), se reconocen cinco unidades litológicas principales que componen a este plutón de estructura anidada y zonada: 1) gabros de 2px y dioritas; 2) cuarzodioritas Bt-Hbl; 3) tonalitas de Hbl-Bt; 4) granodioritas Bt-Hbl y 5) granitos de Bt-Ms.

El gabro de dos piroxenos, aflora en la parte central del plutón (SOM-4; Figura 20a) y, salvo el caso de una cuarzodiorita en la parte sur de la Sierra El Veteado (SOM-1; Figura 20a), el resto de las dioritas y cuarzodioritas se encuentran alrededor del núcleo abarcando un área de ~5 km (20-II-14, 15-II-13 y SOM-6; Figura 20a). La mayor parte del plutón está compuesto por tonalitas, se caracterizan por ser de grano grueso, con enclaves máficos afaníticos en dirección de la foliación magmática, son rocas muy ricas en biotita de tamaño grande hasta de 8 mm, contienen magnetita en concentraciones hasta del 3% y aparece la titanita como mineral accesorio (Caballero-Ramírez, 2014). En algunos sitios se llegan a observar diques tonalíticos de biotita+granate+muscovita (muestra 17-II-13; Figura 20a) penetrando en fracturas del cuerpo tonalítico masivo,

además de bandas con segregaciones de biotita en una zona intensamente cizallada con dirección NW. Dichos minerales, cuya presencia también se reporta a 6 km al norte del rancho La Palomas, donde también afloran tonalitas cizalladas que incluyen xenolitos de metareniscas, sugiere la presencia cercana de unidades del basamento paleozoico, como en el caso de los plutones de El Paraíso (Avilez-Serrano, 2012) y San Pedro. Hacia el norte del plutón Calmallí cerca de los ranchos Los Corrales y La Polea, afloran rocas intrusivas de composición granodiorítica y granítica (18-II-14, 24-II-14 y 27-II-14; Figura 20a). Estas rocas tienen una foliación muy bien desarrollada, con aspecto esquistoso y llegan a exhibir bandas con rumbo NE-SW.

Se considera que este plutón es del Cretácico Tardío a partir de las fechas reportadas por Kimbrough et al. (2014) de zircones provenientes de una muestra de gabro de anfíbol que afloran en la región de la sierra El Veteado con fechamiento U-Pb de zircones de  $103.2 \pm 2.8$  Ma (Kimbrough et al., 2014).

#### **3.1.2.1.5.1 Petrografía y microscopía electrónica**

Los gabros de 2px contienen hasta un 10% de Cpx y 19% de Opx (SOM-4; Figura 20b). La plagioclasa es cálcica (labradorita;  $An_{60}$ ) y contienen hasta el 5% de magnetita primaria en relleno intercrystalino. Las dioritas tienen texturas holocrystalinas inequigranulares, son principalmente de Hbl-Bt (13% y 2%, respectivamente; SOM-8; Figura 20a), y la biotita se observa parcialmente cloritizada. Las cuarzodioritas de Bt-Hbl, que afloran en contacto con el núcleo máfico, contienen hasta 20% de biotita y hasta 16% de hornblenda, con un contenido de opacos bajo (~1%) y trazas de zircones.

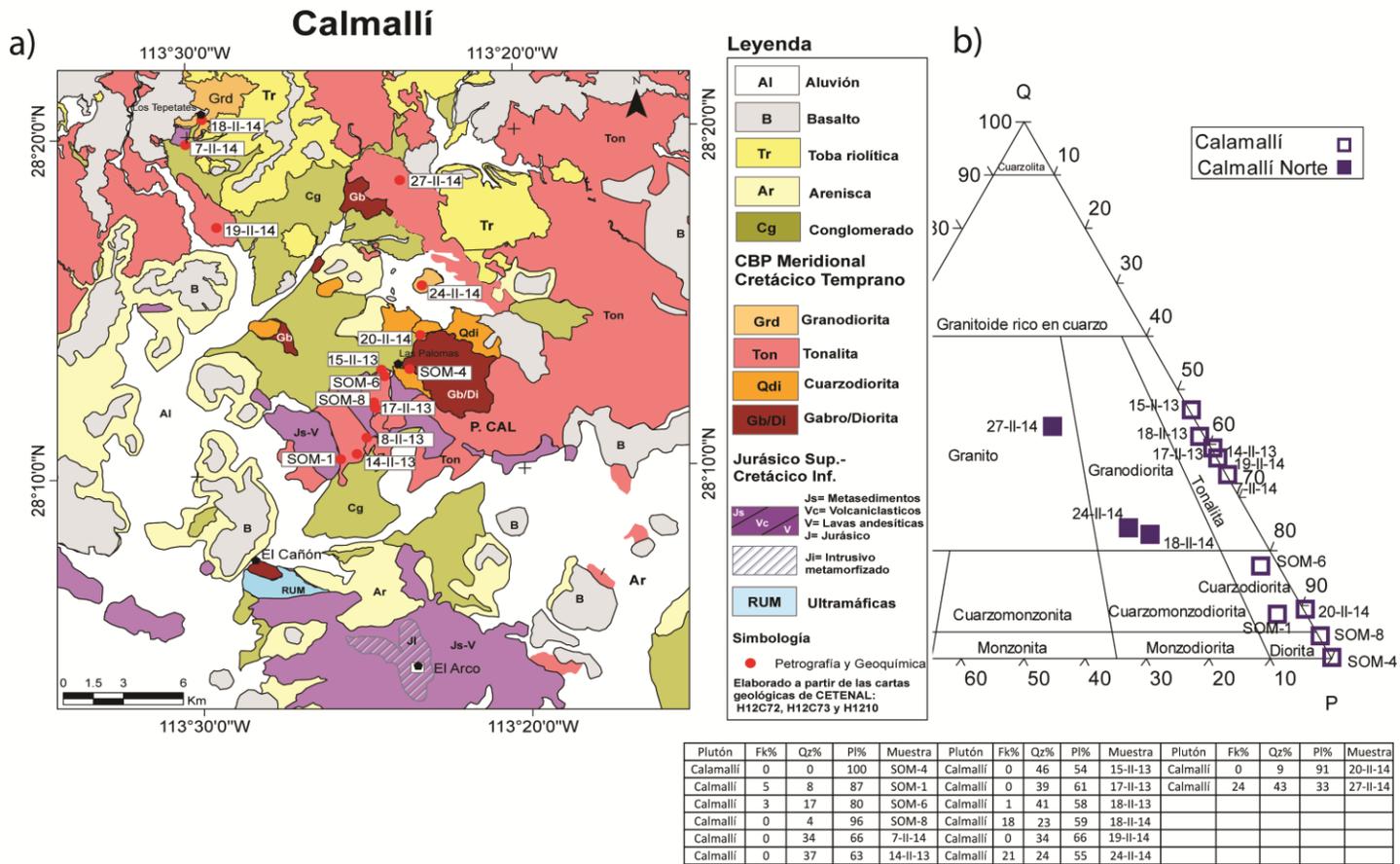


Figura 20. (a) Mapa geológico del plutón Calmallí con la ubicación de las muestras colectadas. (b) Diagrama QAP para rocas plutónicas (LeMaitre, 2002), que muestra la clasificación modal de las muestras. Se observa un enriquecimiento inicial en sílice de las muestras del sur y centro del plutón y finalmente un enriquecimiento en potasio en las rocas de la parte norte.

En las tonalitas la composición de la plagioclasa es andesina-oligoclasa y la proporción del contenido de Bt-Hbl en estas rocas varía en dirección al núcleo del plutón; las que están más alejadas del centro máfico contienen Hbl>Bt, y hacia el núcleo la proporción cambia a Bt>Hbl con contenidos de hasta 30% de Bt. En esta roca es evidente la foliación magmática por alineación de minerales máficos como la biotita. Aunque la roca tiene una apariencia muy félsica y con características de los intrusivos transicionales, donde el contenido de óxidos de Fe-Ti son bajos, en las rocas de Calmallí el contenido de opacos es alto y varía entre 1 y 3%. Los minerales accesorios en las tonalitas son zircón, rutilo y allanita.

En muestras de diques tonalíticos de biotita se identificaron granates hasta de 1 cm, con minerales accesorios como el rutilo y zircón. Con respecto a la presencia de granate en rocas ígneas Caballero-Ramírez, 2014, hace mención que Deer et al. (2013) sugieren que el granate puede ocurrir en tres diferentes paragénesis: a) como minerales tardíos en aplitas graníticas y pegmatitas, granate de tipo almandino-espesartina, b) como xenocristales accidentales por contaminación de material pelítico y c) como una fase de equilibrio en algunos granitos calcoalcalinos y riolitas. Para el caso de nuestra zona de estudio se ha interpretado que la presencia de granate en esta zona es producto de contaminación del intrusivo con rocas sedimentarias durante su emplazamiento (Caballero-Ramírez, 2014). Sin embargo, un análisis realizado por microscopía electrónica a los granates de la muestra 17-II-13 mostraron composiciones de: 5% Mg, 25% Al, 35% Si y 30% Fe, lo que los ubica en la composición del almandino, por lo tanto también existe la posibilidad de que sean producto de fases magmáticas tardías ricas en Al.

Las rocas granodioríticas que afloran en la parte norte del plutón, tienen textura inequigranular y los minerales máficos más abundantes son biotita y hornblenda con proporciones similares en su contenido (14% y 9%, respectivamente). En estas rocas aparece el feldespato potásico exhibiendo texturas micrográficas y perfiticas. Estas rocas también contienen muscovita tardía como producto de alteración y trazas de minerales opacos.

Se identificaron rocas de composición granítica al norte (27-II-13; Figura 20b) que contienen principalmente biotita y trazas de muscovita asociada con biotita, con feldespatos que presentan texturas mirmequíticas (Comunicación personal con Marlyne Jaimes, 2016).

Como se describió, el contenido de opacos en este plutón varía dependiendo de la composición de las rocas, los gabros y dioritas contienen hasta un 3%, en las tonalitas tienen un promedio de ~1% y finalmente en las fracción más diferenciada (granodiorita y granito) el contenido disminuye a trazas. En los análisis por microscopía electrónica de barrido de los óxidos del plutón Calmallí (SOM-1, SOM-2 y SOM-4; cuarzodiorita de Bt-Hbl, tonalita de biotita y gabro de 2px, respectivamente), dieron como resultado que en las muestras SOM-1 y SOM-4 los minerales opacos tienen formas subhedrales y anhedrales, con composiciones de magnetita de 98% de Fe con lamelas de ilmenita Ti= 70% y Fe= 27% y trazas de V y Mn. Los óxidos de la muestra SOM-2 son euhedrales, aparentemente de primera formación y son principalmente magnetitas, no se observaron lamelas, pero si presentan bordes con composiciones ricas en titanio. En general los óxidos de estas rocas pertenecen a la serie de la titanomagnetita y las texturas de exsolución (lamelas) los ubica dentro de los plutones con características transicionales, según lo descrito por Avilez-Serrano (2012).

#### **3.1.2.1.5.2 Geoquímica de elementos mayores y tierras raras**

Se analizaron 14 muestras de rocas intrusivas del plutón Calmallí. Las muestras analizadas según su moda corresponden a un gabro de Hbl-Bt (SOM-4), una diorita (SOM-8), tres cuarzodioritas (SOM-1, SOM-6 y 20-II-13), seis tonalitas de Bt-Hbl (7-II-13, 14-II-13, 15-II-13, 17-II-13, 18-II-13 y 19-II-14 ), dos granodioritas (18-II-14 y 24-II-14) y un granito (27-II-14), cuyos análisis se presentan en el Anexo 3 y su localización se indica en el mapa de la Figura 20a.

Los datos se graficaron en el diagrama de clasificación TAS para rocas intrusivas (Figura 21a; LeBas et al., 1986). En este diagrama todas las rocas tienen

composiciones que varían desde el campo del gabro hasta el granito con rangos de  $\text{SiO}_2$  de 50 a 67% y pertenecen a la serie subalcalina.

Las muestras del plutón Calmallí tienen valores de  $\text{MgO}\#$  desde 45 hasta <20. La muestra gabroíca (SOM-4; Figura 21b) es la que tiene el valor más elevado. Como es de esperar, se observa en la Figura 21b que conforme aumenta el contenido de  $\text{SiO}_2$  estos valores decrecen formando una tendencia continua y lineal hasta llegar a los valores de  $\text{MgO}\#$  más bajos en las rocas tonalíticas (15-II-13 y 17-II-13; Figura 21b). Este patrón en las muestras sugiere que la variación composicional del plutón es producto de cristalización fraccionada de un magma padre gabroico, en donde los minerales ricos en  $\text{MgO}$  y  $\text{FeO}$  (Cpx y Opx) se concentran en las rocas máficas y menos diferenciadas. Se observa algo similar en el diagrama de variación  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{SiO}_2$  (Figura 21d), donde existe una pendiente decreciente en todo el conjunto de rocas conforme aumenta el  $\text{SiO}_2$ , presumiblemente debido a la cristalización temprana de la titanomagnetita, que según los análisis por microscopía electrónica, es el óxido metálico característico en el plutón.

El contenido de Sr varía desde concentraciones muy bajas a moderadas (112-594 ppm) y tienen un promedio alto de Y (>17 ppm). Las rocas de este plutón forman dos grupos con respecto a las relaciones de Sr/Y; un grupo con valores de Sr/Y alto (>40; Figura 21c) con contenidos de Y constante conforme aumenta el Sr, las muestras que caen en este grupo son principalmente las granodioritas y granitos del norte del plutón y se observa algo que puede considerarse una anomalía en la muestra 15-II-13 pues, aunque está ubicada en la parte central del plutón es la que presenta las razones más altas de Sr/Y, lo que la separa del conjunto de rocas del macizo del cuerpo intrusivo, las características químicas de esta roca sugieren que se trata de una roca félsica en etapas tardías de diferenciación. El segundo grupo tiene valores de Sr/Y <30 pero su contenido de Y aumenta conforme disminuye el Sr, en este grupo están incluidas las rocas de parte sur y centro del plutón.

En la gráfica de la Figura 21e también es evidente una separación con respecto a La vs Yb entre las granodioritas y granitos del norte del plutón con respecto al resto de las

muestras que conforman el cuerpo intrusivo. Las muestras 27, 18 y 27-II-14 tienen los valores más elevados de Sr y Ba (Figura 21f), que las separan del resto de las muestras, por lo que es probable que se trate de un plutón distinto. En el diagrama (La vs Yb; Figura 21e) también se observa que la muestra 17-II-13 se desvía del grupo. Esta muestra contiene granate en la moda y es muy probable que el enriquecimiento en Yb se deba a la presencia de este mineral compatible con las tierras raras pesadas.

Se graficaron las 14 muestras en el diagrama  $Fe^*/SiO_2$  (Figura 22a; Frost et al., 2001) donde el límite que divide los campos *ferroano* y *mangnesiano* está marcado por la línea definida por Miyashiro (1974). En este diagrama la mayoría de las rocas grafican en el campo de los granitos magnesianos, excepto la muestra 17-II-13 (tonalita con granate) que cae muy cercana a la línea divisoria entre los dos campos. Según Frost et al. (2008) las rocas obtienen esta firma magnesiana en ambientes de arco bajo procesos de diferenciación oxidantes.

En el diagrama MALI (Índice modificado álcalis-calcio) de la Figura 22b se clasifica a las rocas de acuerdo con la relación  $(Na_2O+K_2O-CaO)/SiO_2$  se muestra que los minerales que más contribuyen al incremento en el índice MALI es la variación desde anortita hasta la albita y también se indica que en rocas con más de 60% de  $SiO_2$  el índice MALI está controlado por la abundancia de feldespato y cuarzo (Frost et al., 2008). Las rocas de Calmallí grafican en las series cálcica y sólo son calcoalcalinas las de la parte norte del plutón, tienen una tendencia de distribución paralela al límite entre la serie cálcica y calcoalcalina conforme aumenta su contenido de  $SiO_2$  reflejando el contenido desde labradorita ( $An_{70}$ ) hasta oligoclasa ( $An_{30}$ ) en la moda de estas rocas. Según Frost et al. (2001) esta tendencia de las muestras puede considerarse como indicador de cristalización fraccionada del fundido. En la misma gráfica observamos que todas las muestras caen dentro del campo promedio definido para los intrusivos del CBP por Frost et al. (2008).

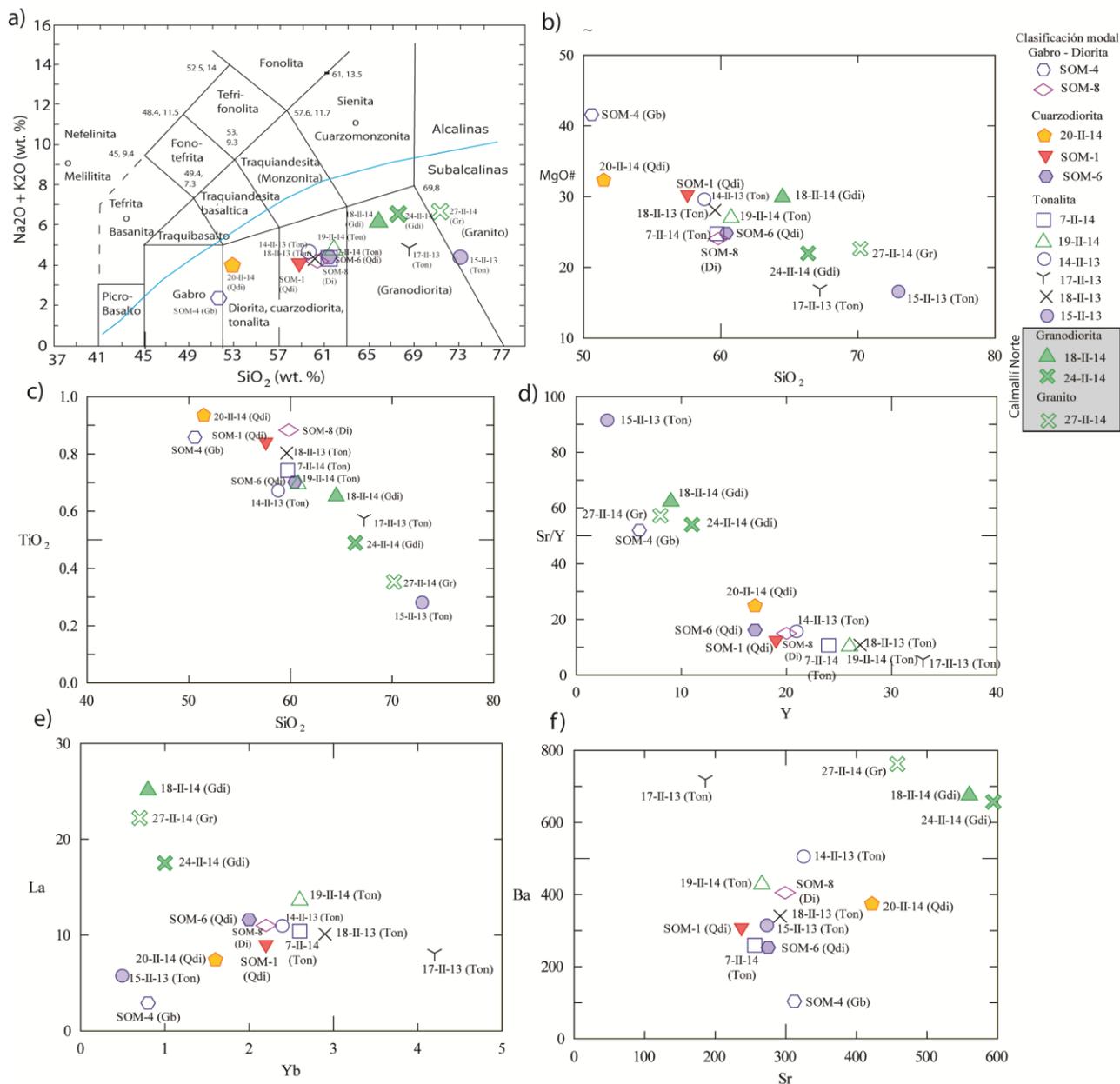


Figura 21. Geoquímica de roca total, elementos mayores y elementos traza de las rocas del plutón Calmallí. (a) Diagrama SiO<sub>2</sub> (wt%) vs álcalis totales (Le Bas et al., 1986). (b) SiO<sub>2</sub> (wt%) vs MgO#, donde MgO# = (MgO/(MgO+FeOT)\*100) y FeOT= hierro total. (c) TiO<sub>2</sub> vs SiO<sub>2</sub> (wt%). (d) Sr/Y vs Y (ppm). (e) La vs Yb (ppm). (f) Ba vs Sr (ppm). Abreviaturas de la clasificación modal: (Gb)= Gabro; (Di)= Diorita; (Qdi)= Cuarzodiorita; (Ton)= Tonalita; (Gdi)= Granodiorita y (Gr)= Granito.

En el índice de saturación de Aluminio (ASI; *Shand's Index*), el cual está definido por el radio de  $Al/(Ca+Na+K)$  vs  $Al/(Na+K)$ , las rocas del plutón Calmallí grafican en los campos metaluminoso y peraluminoso. Se observa que las muestras de la parte centro y sur del plutón son metaluminosas, mientras que las muestras de la parte norte (27-II-14 y 24-II-14) y las que están relacionadas con contenido de granate (e.g. 17-II-13) son peraluminosas (Figura 22c), lo que significa que tienen más aluminio del que es necesario para formar las plagioclasas (Frost et al., 2001) y es probable que ese exceso de aluminio esté acomodado en minerales como las micas y el feldespato potásico que efectivamente se observa en la moda de estas rocas.

En resumen, con base en las gráficas de las Figuras 21 y 22, se puede decir que las rocas son intrusivos de tipo cordillerano (granitos de tipo I y S) con carácter cálcico-calcoalcalino y pueden asociarse a un arco de islas con tendencias de diferenciación oxidantes. Además, es conveniente observar que de acuerdo con la clasificación tectónica para granitos de Pearce et al. (1984), que utiliza  $Rb/(Y+Nb)$  la asociación resultante para las rocas de Calmallí corresponde al de arco de islas (Figura 22d).

Se analizaron las tierras raras (REE) de las muestras del plutón Calmallí normalizandolas a condritas según los valores de Sun y McDonough (1989) en la Figura 23a. La muestra 15-II-13 tiene una anomalía positiva fuerte de Eu y está empobrecida en HREE lo que puede estar asociado con una remoción de minerales como hornblenda, granate y esfena (Rollinson, 1993), mientras que la muestra 17-II-13 está enriquecida en HREE y este enriquecimiento se asocia con la presencia de granate. Es importante recordar que esta muestra contiene granate en la moda y que se ha interpretado como una roca contaminada con corteza (Caballero-Ramírez, 2014).

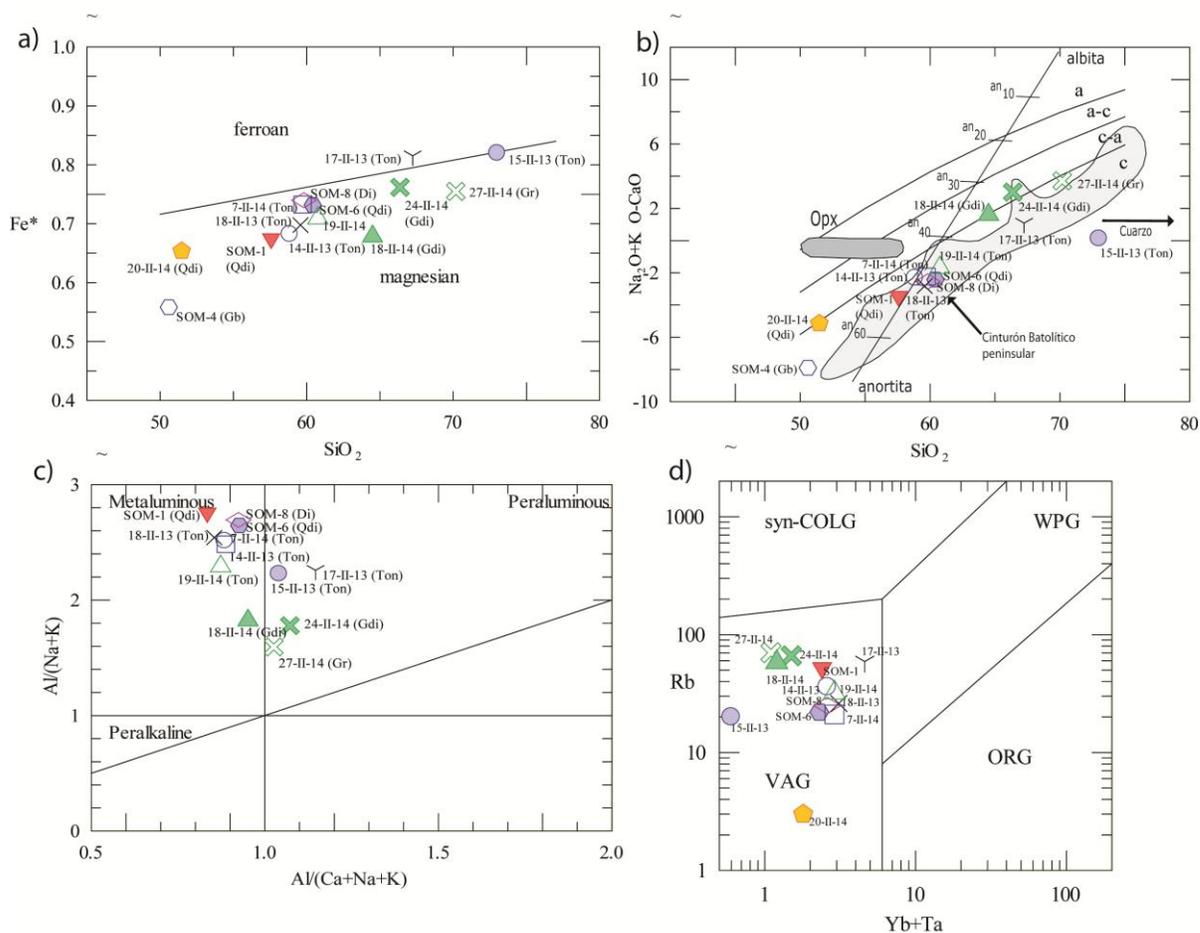


Figura 22. Diagramas de discriminación geoquímica para el plutón de Calmallí. (a) Diagrama  $FeO^*/(FeO + MgO)$  vs.  $SiO_2$  (wt%) indicando los campos de *ferroano* y *magnésiano* (Frost et al., 2001). (b) Diagrama (MALI)  $(Na_2O + K_2O - CaO)/SiO_2$  mostrando la contribución de fases minerales en la distribución de las muestras y el campo de los intrusivos del Cinturón Batolítico peninsular según Frost et al. (2008). Abreviaturas: c: cálcico; c-a: calco-alcálico; a-c: alcalino-cálcico; a: alcalino. (c) Diagrama del índice de saturación de Aluminio (Shand's - index). (d) Diagrama de discriminación  $Rb/(Yb+Ta)$  para granitos (Pearce et al., 1984). VAG = granitos de arco volcánico, SCG = granitos sincolisionales, WPG = granitos de intraplaca, ORG = granitos de dorsal oceánica. Abreviaturas de la clasificación modal: (Gb)= Gabro; (Di)= Diorita; (Qdi)= Cuarzodiorita; (Ton)= Tonalita; (Gdi)= Granodiorita y (Gr)= Granito.

Sin embargo, al ver los patrones de REE de estas dos muestras y tomando en cuenta que el granate tiene la composición del almandino que es característico en fundidos residuales, es probable que estemos observando el residuo o la fase líquida separada de rocas tonalíticas con las características de la muestra 15-II-13.

El resto de las muestras de la parte central y sur de Calmallí están enriquecidas en tierras raras ligeras (LREE), con tendencias subhorizontales en las tierras raras pesadas (HREE) y pequeñas anomalías negativas de Eu. Las muestras del norte del plutón Calmallí tienen patrones donde se observa un mayor fraccionamiento entre las LREE y HREE, la tendencia de estas rocas (granodioritas y granitos) corta a la tendencia general observada en el resto de las muestras. El enriquecimiento en LREE se asocia a fundidos evolucionados o a magmas que han interactuado con la corteza.

Comparando las muestras con NMORB (Figura 23b), la mayoría de las rocas están enriquecidas en elementos litófilos (LILE), y una marcada anomalía negativa en Nb en las tonalitas, granodioritas y granitos. Esta anomalía en Nb es característica de la corteza continental y, al observarse en rocas intrusivas, puede ser indicador del involucramiento de la corteza en el proceso magmático (Rollinson, 1993). La diferencia entre el grupo de rocas de la parte norte y centro-sur del plutón también es evidente en los patrones de la Figura 23b, en donde se observa que las rocas granodioríticas y graníticas del norte tienen marcadas anomalías positivas en Pb, un elemento incompatible y relacionado con la presencia de ilmenita, rutilo y esfena, los tres presentes en las rocas de Calmallí-Norte.

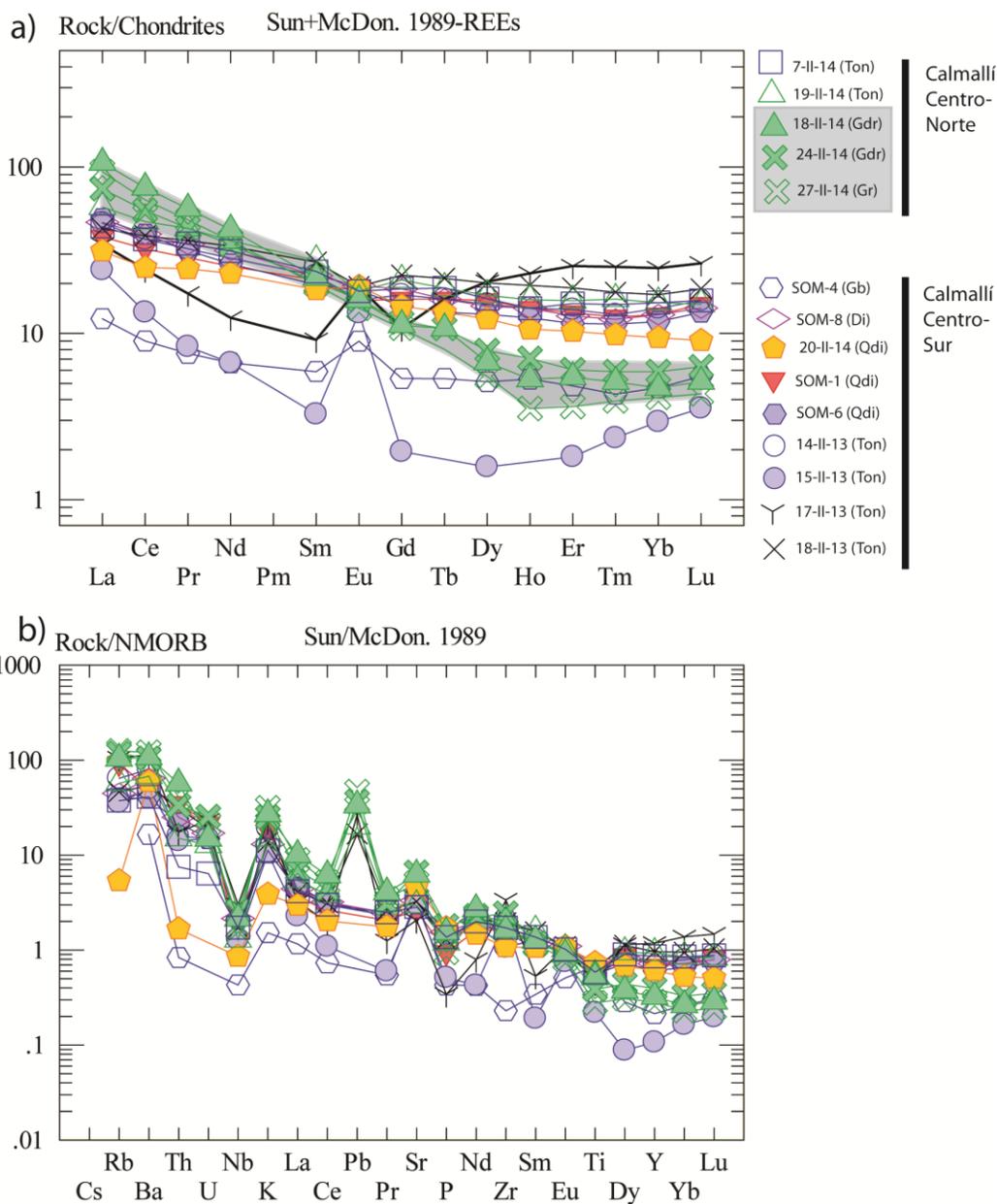


Figura 23. (a) Abundancias de tierras raras (REE) del plutón Calmallí normalizadas a condritas (Sun y McDonough, 1989). (b) Patrones de las muestras normalizadas a NMORB según los valores de Sun y McDonough (1989). Las muestras han sido discriminadas en dos grupos principales con la finalidad de estudiar las diferencias entre sus patrones de REE y la distribución espacial en el plutón. El campo marcado en gris enmarca los patrones de REE de las muestras al norte de Calmallí (18, 24 y 27-II-14). Las abreviaturas indican la clasificación modal de la roca: (Gb)= Gabro; (Di)= Diorita; (Qdi)= Cuarzodiorita; (Ton)= Tonalita; (Gdi)= Granodiorita y (Gr)= Granito.

### 3.1.2.2 Plutones de la zona central o transicional

#### 3.1.2.2.1 *Compostela*

El plutón Compostela (COM) se ubica en la región entre la bien definida zona máfica rica en magnetita del oeste y la zona félsica rica en ilmenita del este. A lo largo del margen oeste del plutón, las rocas encajonantes volcánicas y volcanoclásticas son presumiblemente jurásicas ya que forman una secuencia cogenética continua con las rocas encajonantes jurásicas de ca. 151 Ma de los plutones La Unión y Nuevo Rosarito (Peña-Alonso et al., 2012 y 2015). Esta secuencia es continua con respecto a la secuencia de arco de islas jurásica que aflora hacia el sureste de la región de El Arco-Calmallí (Caballero-Ramírez, 2014) la cual está fechada en ~165 Ma en el depósito de Cu de El Arco (Valencia et al., 2006), y está intrusionada por plutones gabroicos (Kimbrough et al., 2015) y tonalíticos durante el Cretácico (Delgado-Argote et al., 2014). La roca encajonante a lo largo del margen este del plutón Compostela es similar a las psamitas metamorfizadas de techos colgantes a ~8 km hacia el sur, descritas por Avilez-Serrano (2012) en la zona del plutón El Paraíso (Figura 12), cuyo origen está ligado al margen continental de Norteamérica (Avilez-Serrano, 2012). En esta región la corteza se ha interpretado como transicional entre una relacionada al arco Jurásico-Cretácico y una de margen continental Paleozoico.

Visto en planta, el cuerpo plutónico COM está ligeramente elongado hacia el NNE, tiene dimensiones de ~100 km<sup>2</sup> y una gran parte del plutón está cubierto por derrames basálticos cenozoicos, relacionados con el campo volcánico de San Borja.

El cuerpo intrusivo es muy homogéneo, petrográficamente las rocas se clasifican como cuarzodioritas, tonalitas y granodioritas de grano grueso (Figura 24b). La biotita es el mineral máfico dominante con tamaños grandes desde 5 mm hasta 1.5 cm (Figura 25a). La hornblenda también está presente pero en menor cantidad, la titanita es un accesorio común y abundante en estas rocas y es visible en muestra de mano. Es notable el poco contenido de óxidos de Fe-Ti y la baja susceptibilidad magnética de estas rocas. Los enclaves elongados con textura afanítica (~7 cm) son comunes en

este plutón (Figura 25b). Fueron fechados los zircones de una tonalita de biotita-hornblenda representativa del intrusivo de Compostela (1-VI-12; Figura 24a), obteniéndose una edad de cristalización  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $97.3 \pm 1.5$  Ma (Figura 26a; Anexo 4).

#### **3.1.2.2.1.1 Petrografía y microscopía electrónica**

Petrográficamente las muestras de la parte norte del cuerpo intrusivo 1-VI-12, 2-VI-12, COM3 y COM4 (Figura 24a) presentan una textura holocristalina inequigranular seriada. Los minerales constituyentes, en orden de abundancia son: plagioclasa, biotita, hornblenda, feldespato potásico, trazas de minerales accesorios como zircón y titanita, mientras que el mineral opaco es principalmente ilmenita, en bajas cantidades (<1%). La plagioclasa varía entre oligoclasa-anadesina en abundancias ~66%, miden hasta 4 mm de longitud y muestran maclas tipo albita. Algunas plagioclasas tienen zoneamiento normal y sericitización incipiente en los núcleos (Figura 25d). La biotita es el mineral máfico más abundante (9 a 11%), se observa poco alterada con formas subhedrales (Figura 25d) de tamaños grandes (5 mm) y son comunes las inclusiones de zircones. La hornblenda, también abundante en estas rocas, se concentra hasta en un 7%, con tamaños de ~1 mm, tiene formas euhedrales y subhedrales, sin alteraciones y conserva su clivaje característico. El cuarzo tiene abundancias que varían de 11 a 18% y, por último, el feldespato potásico alcanza concentraciones hasta del 10% y es característico que presente texturas gráficas (Figura 25c).

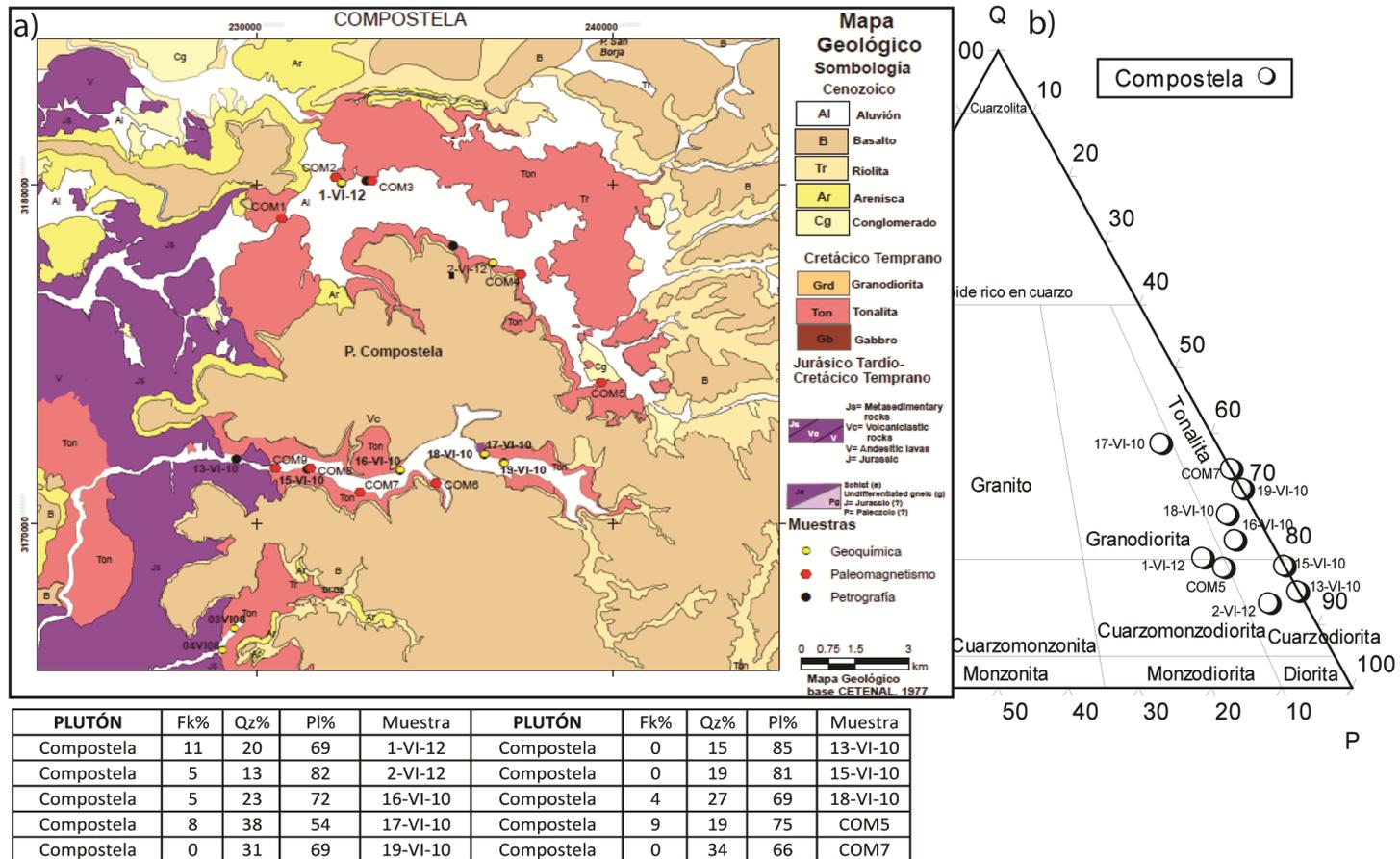


Figura 24. (a) Mapa geológico del plutón Compostela donde se indica la ubicación de las muestras colectadas. (b) Diagrama QAP para rocas plutónicas (LeMaitre, 2002), que muestra la clasificación modal de las muestras del plutón, en donde se observa un enriquecimiento en potasio en las muestras de la parte norte del plutón.

Al sur del plutón se estudiaron al microscopio las muestras 13-VI-10, 15-VI-10, 16-VI-10, 17-VI-10, 18-VI-10, 19-VI-10, COM 5 y COM 7 (Figura 24a). La textura dominante de estas rocas es inequigranular seriada. En algunas muestras aparecen minerales hidrotermales (e.g. epidota). Los minerales constituyentes en orden de abundancia son: plagioclasa, biotita, cuarzo, hornblenda, feldespato potásico, minerales accesorios como zircones, titanita y trazas de opacos. La diferencia principal con las muestras del norte del plutón es la ausencia de hornblenda en la mayoría de las muestras y un tamaño de cristales chico. Los cristales de plagioclasa (oligoclasa) se encuentran en una proporción de 20 hasta 74% (Avilez-Serrano, 2012), tienen formas subhedrales de tamaño medio (~3 mm de largo) con macla tipo Calsbag y tipo albita, presentan zoneamiento normal y sericitización en los núcleos; es común observar inclusiones de biotita, zircón y apatita en las plagioclasas. En estas rocas la biotita también es el mineral máfico más abundante con un volumen promedio de ~25%, sin embargo, es notable la disminución de su tamaño <7 mm con respecto a la parte norte en donde alcanzan hasta 1.5 cm. Los cristales de biotita son subhedrales y anhedrales, presentan fracturas y alteraciones en los bordes y es común que haya inclusiones de minerales como la titanita, zircón y opacos. El feldespato potásico es común en las muestras 13-VI-10, 15-VI-10 y 17-VI-10 (Figura 24a), con abundancias que van desde 2 al 7%, son distinguibles por el desarrollo de texturas gráficas y aspecto moteado de los cristales.

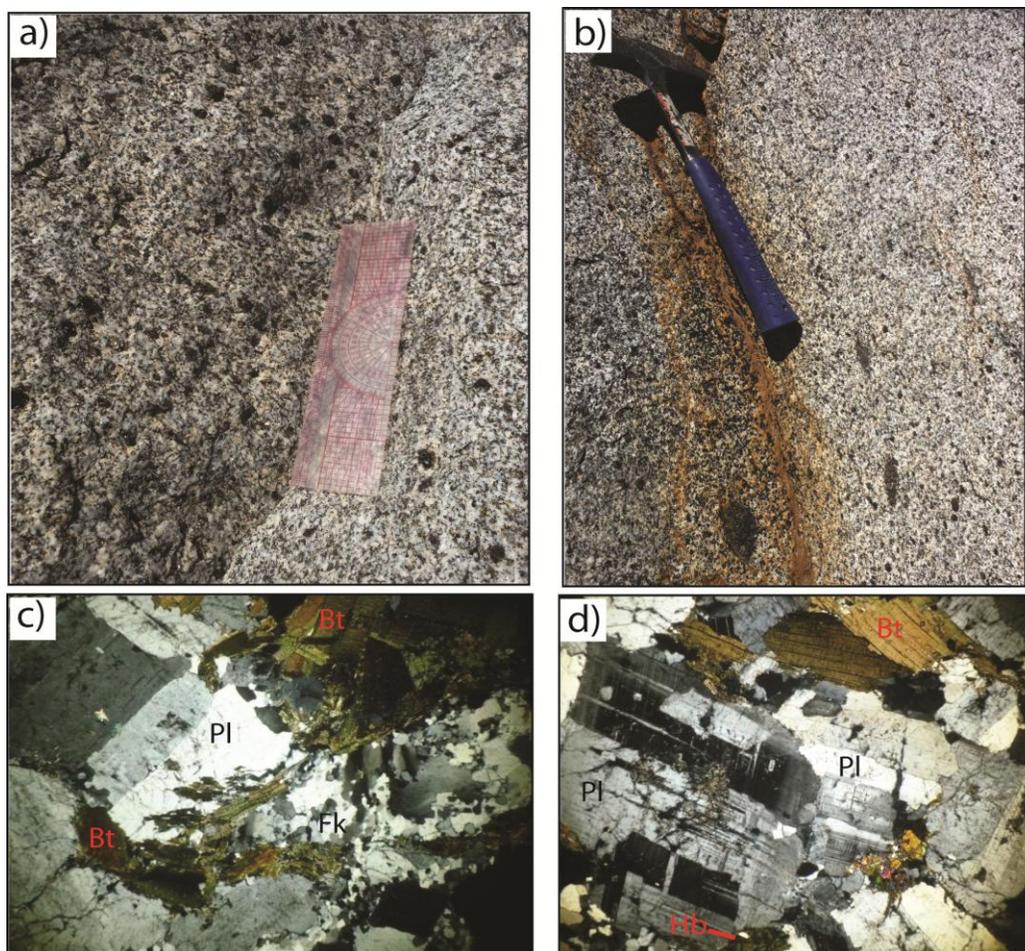


Figura 25. (a) Textura de tonalita del plutón Compostela; sobresalen los cristales de biotita, mineral máfico dominante con tamaños desde 5 mm hasta 1 cm. (b) Enclaves afaníticos elongados (~7 cm) en dirección de la foliación magmática. (c) Muestra 1-VI-12 de granodiorita con textura seriada con cristales de biotita, el mineral máfico dominante, y cristales de feldespato potásico (Fk) con texturas micrográficas. (d) Muestra 2-VI-12 de tonalita con textura granular seriada, donde la principal característica son los núcleos de plagioclasa (Pl) sericitizados y cristales de biotita inalterados.

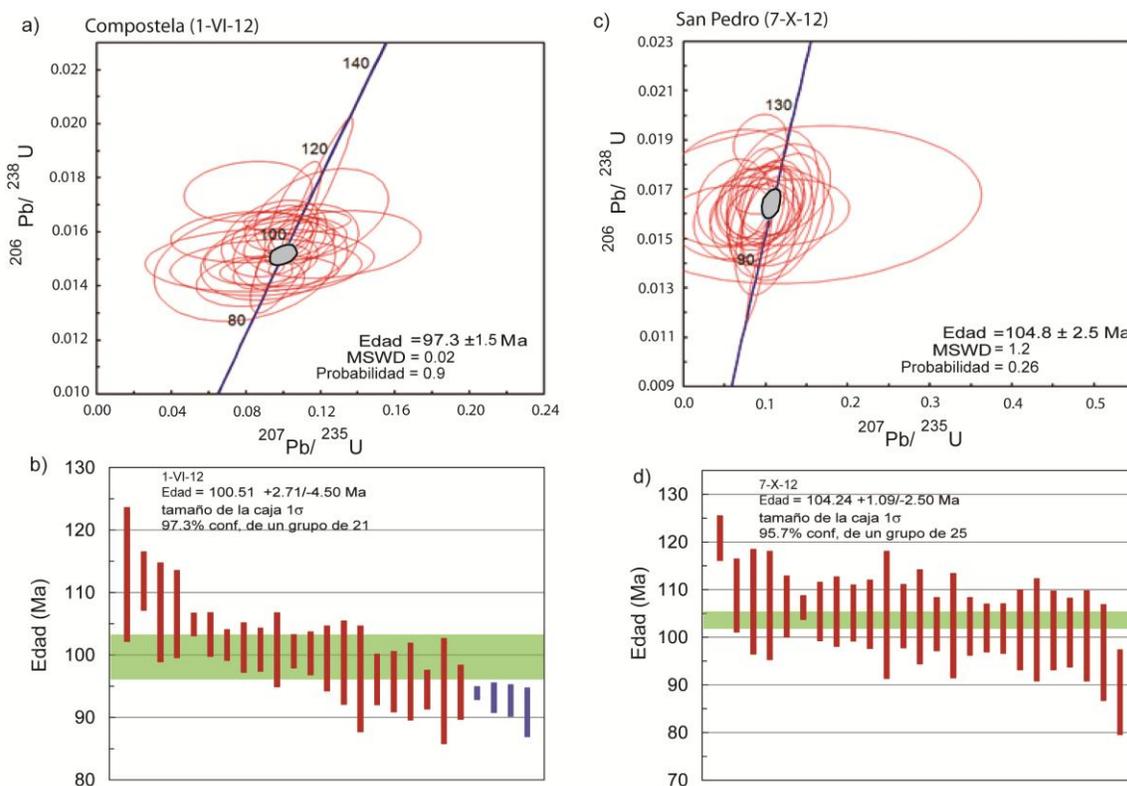


Figura 26. Edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  en zirrones de muestras de rocas graníticas. (a) Diagrama de Wetherill para relaciones isotópicas U-Pb de la muestra granodiorítica 1-VI-12 del plutón Compostela. (b) Mediana de las edades calculadas para la muestra 1-VI-12. (c) Diagrama de Wetherill para relaciones isotópicas U-Pb de la muestra de granito 7-X-12 del plutón San Pedro. (d) Mediana de las edades calculadas para la muestra 7-X-12.

La presencia de minerales opacos en este plutón es baja, varía de nula en algunas muestras hasta 1% en algunos sitios. Avilez-Serrano (2012) reporta los resultados del análisis por microscopía electrónica de barrido de los óxidos encontrados en la muestra representativa del extremo occidental (15-VI-10; tonalita de Bt) y una del extremo oriental del plutón de Compostela (18-VI-10; tonalita de Bt-Hbl), encontrando que en la muestra 15-VI-10 la composición de los opacos es de 47.7% Fe y 38.7%Ti, equivalente a una magnetita. Mientras que la muestra 18-VI-10 una tonalita de Bt-Hbl tiene cristales homogéneos de ilmenita (39.1% Fe y 54.9% Ti) y otros cristales de ilmenita (42.6% Fe y 52.7%Ti) con núcleo de rutilo (>95% Ti) por efecto de difusión por oxidación; el proceso de difusión es similar al generado a altas temperaturas en ilmenitas ricas en Fe, en donde se forma una asociación simple de dos fases en donde la titanohematita hospeda al rutilo (Haggerty, 1991, en Avilez-Serrano, 2012). La importancia de esta

muestra radica en la identificación de óxidos de la serie de la titanohematita, la cual es característica de los plutones de ilmenita que tienen una marcada afinidad con los granitos de tipo S de la zona este del CBP.

### **3.1.2.2.1.2 Geoquímica de elementos mayores y tierras raras**

Se analizaron seis muestras de rocas intrusivas del plutón Compostela por elementos mayores, traza y tierras raras. Las muestras analizadas corresponden a tres tonalitas de biotita (16-VI-10, 19-VI-10 y 03VI08), una cuarzodiorita (2-VI-12) y dos granodioritas (1-VI-12 y 17-VI-10), cuyos análisis se presentan en el Anexo 3 y su localización se indica en el mapa de la Figura 24a.

Los datos se graficaron en el diagrama de clasificación TAS (álcalis totales-sílice) para rocas intrusivas (Figura 27a; LeBas et al., 1986). En este diagrama todas las rocas caen en el campo de la granodiorita con contenidos de  $\text{SiO}_2$  entre 65 y 69% y son subalcalinas.

Son de composición intermedia con  $\text{MgO}\#$  bajo ( $<30$ ; Figura 27b) comparado con los valores de las rocas máficas; gabros y dioritas del CBP, que alcanzan valores altos de  $\text{MgO}\# >64$  (Kimbrough et al., 2015). Las muestras 1-VI-12, 2-VI-12 y 3-VI-08 tienen los valores de  $\text{MgO}\#$  más elevados (29.5), mientras que las demás muestras tienen valores  $\sim 27$ . En el diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  (Figura 27d) las rocas grafican en los campos de K-medio a alto, la cuarzodiorita 2-VI-12 es la que tiene los valores más altos y también el contenido más elevado de Ba (Figura 27e) lo que la separa del resto de las muestras. Esta roca tiene una textura fanerítica con fenocristales de biotita (1.5 cm) y feldespatos potásicos modales a lo que se asocia el enriquecimiento en K y Ba. Las muestras se caracterizan por tener altas relaciones de Sr/Y ( $>50$ ; Figura 27c); un contenido muy elevado de Sr (550-744 ppm) y bajo de Y ( $<11$  ppm). El contenido de aluminio es normal ( $>15$  wt%) y el de  $\text{TiO}_2$  es bajo con respecto a las rocas de la zona oeste ( $\sim 0.445$  wt% en promedio) y se mantiene constante ante el aumento de  $\text{SiO}_2$  (Figura 27f).

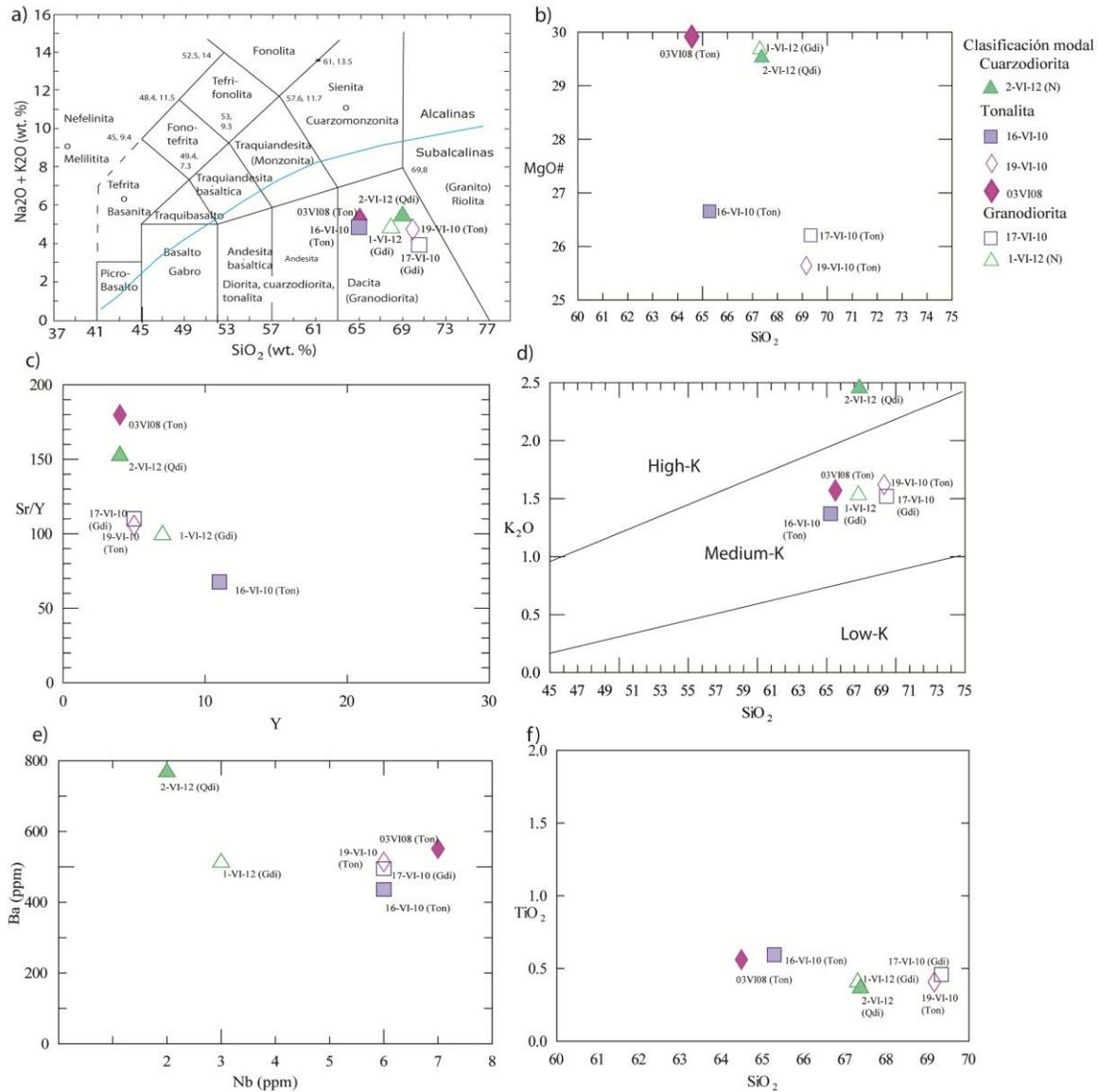


Figura 27. Geoquímica de roca total, elementos mayores y traza de las rocas del plutón Compostela. (a) diagrama  $\text{SiO}_2$  (wt%) vs álcalis totales (Le Bas et al., 1986). (b)  $\text{SiO}_2$  (wt%) vs MgO#, donde  $\text{MgO\#} = (\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeOT})) * 100$  y FeOT= hierro total. (c) Sr/Y vs Y en ppm. (d)  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ , con los campos definidos por Rickwood (1989). (e) Ba vs Nb en ppm. (f)  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{SiO}_2$  (wt%). Abreviaturas de la clasificación modal de la roca: (Qdi)= Cuarzodiorita; (Ton)= Tonalita; (Gdi)= Granodiorita. N= Norte.

En el diagrama  $Fe^*/SiO_2$  (Figura 28a; Frost et al., 2001) que divide los campos *ferroano* y *mangnesiano* todas las muestras grafican en el campo de los granitos magnesianos que, según Frost et al. (2008), esta firma magnesiana se asocia con ambientes de arco bajo procesos de diferenciación oxidantes, como lo observado en la zona oeste y probablemente bajo condiciones hidratadas con una tendencia menor al enriquecimiento en Fe.

En el diagrama MALI (Índice modificado álcalis-calcio) que clasifica a las rocas de acuerdo con la relación  $(Na_2O+K_2O-CaO)/SiO_2$  la mayoría de las muestras de Compostela grafican en las series cálcica y una en la calcoalcalina. La andesina ( $An_{40}$ ) y la oligoclasa ( $An_{30}$ ) son dominantes en estas rocas. La composición de los intrusivos corresponde a la del Cinturón Batolítico Peninsular (Figura 28b). Las muestras mantienen una distribución con tendencia paralela al límite entre la serie cálcica y calcoalcalina conforme aumenta el contenido de  $SiO_2$ , lo que según Frost et al. (2001), puede considerarse como indicador de cristalización fraccionada del fundido.

En la gráfica de índice de saturación de aluminio (ASI; *Shand's Index*), definido por el ratio de  $Al/(Ca+Na+K)$  vs  $Al/(Na+K)$ , en el que se reconocen tres niveles de saturación de aluminio, las rocas del plutón Compostela caen en los campos metaluminoso y peraluminoso. Es importante notar que las muestras de la parte oeste del plutón (1-VI-12, 2-VI-12, 16-VI-10 y 03VI08) grafican en el campo metaluminoso, mientras que las muestras de la parte este (17-VI-10 y 19-VI-10) son peraluminosas (Figura 28c), esto significa que tienen más aluminio del necesario para formar las plagioclasas (Frost et al., 2001) y es probable que ese exceso de aluminio esté acomodado en minerales como la mica y el feldespato potásico.

Con base en las gráficas de las Figuras 27 y 28, se puede decir que las rocas son intrusivos de tipo cordillerano (granitos tipo I: 1-VI-12, 2-VI-12, 3VI08 y 16-VI-10 y de tipo S: 17-VI-10 y 19-VI-10), su carácter es cálcico-calcoalcalino y pueden asociarse a un arco de islas con tendencias de diferenciación oxidantes que concuerda con la clasificación tectónica para granitos de Pearce et al. (1984), que utiliza  $Rb/(Y+Nb)$

donde la asociación resultante para las rocas de Compostela es la de arco de islas (Figura 28d).

El análisis de tierras raras (REE) de las muestras del plutón Compostela normalizadas a condritas (Sun y McDonough, 1989) se muestran en la Figura 29a. Las tonalitas (19-VI-10, 16-VI-10 y 1-VI-12) tienen patrones de REE similares; enriquecidas en tierras raras ligeras (LREE), y tendencias subhorizontales a cóncavas en las tierras raras pesadas (HREE). Estas rocas tienen patrones muy fraccionados entre las LREE y HREE, que son característicos de fundidos evolucionados ó de magmas que han interactuado con la corteza (Rollinson, 1993). Comparando las muestras con NMORB según los valores de Sun y McDonoug (1989), todas las rocas muestran un enriquecimiento en el contenido de elementos litófilos (LILE), y una marcada anomalía negativa en Nb y positivas en Pb y Sr (Figura 29b), todos ellos son incompatibles y relacionados con la presencia de ilmenita, rutilo y esfena, los tres minerales presentes en la moda de las rocas de Compostela. Las anomalías negativas en Nb y positiva de Pb son características de la corteza continental, y al observarse en rocas intrusivas puede ser indicador de involucramiento de la corteza en el proceso magmático (Rollinson, 1993).

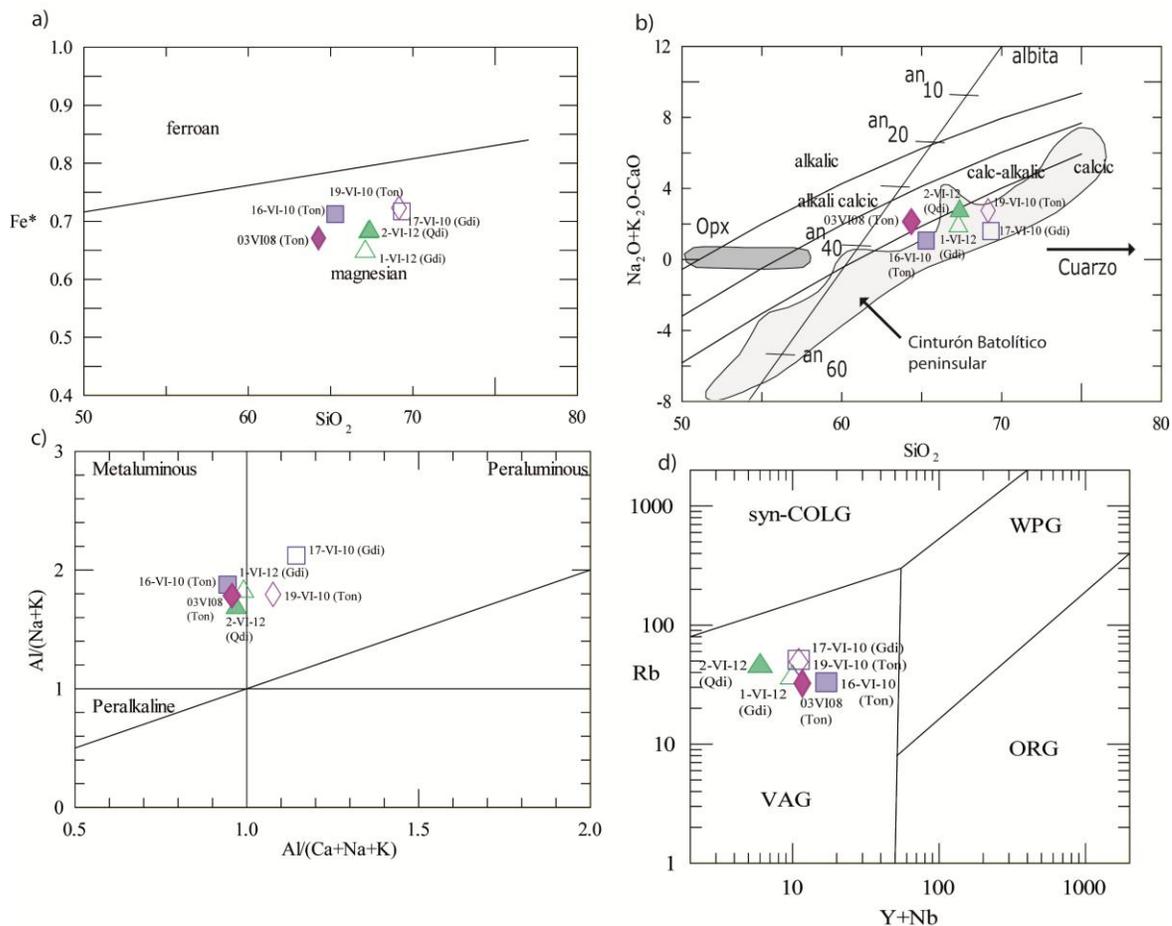


Figura 28. Diagramas de discriminación geoquímica para el plutón Compostela. (a) Diagrama  $FeO^*/(FeO + MgO)$  vs.  $SiO_2$  (wt%) indicando los campos *ferroano* y *magnesiano* (Frost et al., 2001). (b) Diagrama (MALI)  $(Na_2O + K_2O - CaO)/SiO_2$ , mostrando la contribución de fases minerales en la distribución de las muestras y el campo de los intrusivos del Cinturón Batolítico peninsular según Frost et al. (2008). (c) Diagrama del índice de saturación de aluminio (Shand's-index). (d) Diagrama de discriminación  $Rb/(Y+Nb)$  para granitos (Pearce et al., 1984). VAG = granitos de arco volcánico, SCG = granitos sincollisionales, WPG = granitos de intraplaca, ORG = granitos de dorsal oceánica. Abreviaturas de la clasificación modal de la roca: (Qdi)= Cuarzodiorita; (Ton)= Tonalita; (Gdi)= Granodiorita.

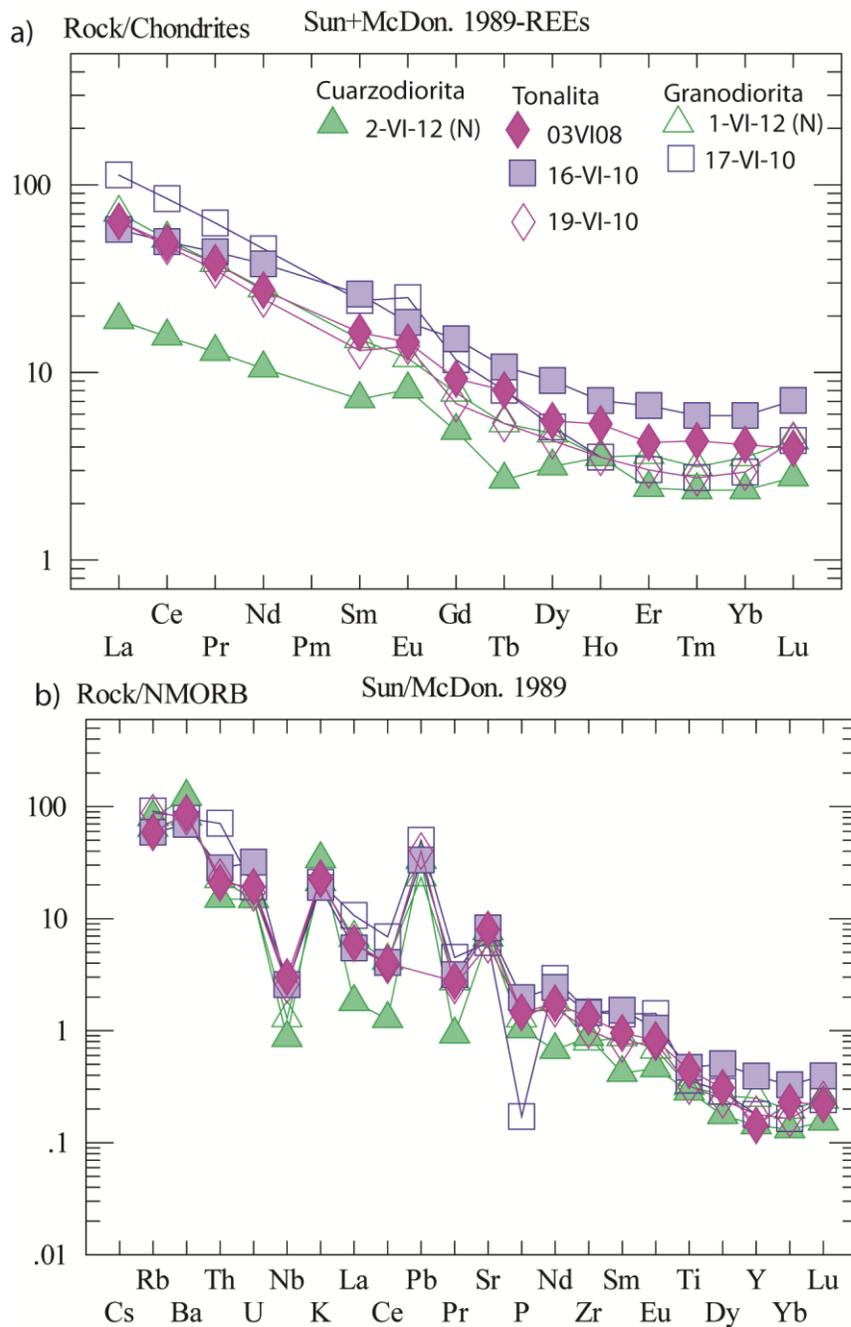


Figura 29. (a) Abundancias de tierras raras (REE) del plutón Compostela normalizadas a condritas (Sun y McDonough, 1989). (b) Patrones de las muestras normalizadas a NMORB según los valores de Sun y McDonough (1989).

### 3.1.2.3 Plutones de la zona este

#### 3.1.2.3.1 *San Pedro*

El plutón San Pedro (SP) aflora en un área de 26 km<sup>2</sup> (Figuras 12 y 13) y, con base en la línea de separación entre plutones de Mt e II, en el W y E, respectivamente, este es un plutón oriental. Se fecharon zircones de una muestra de granito (7-X-12; Figura 30a) dando como resultado una edad de cristalización <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U de 104.8 ± 2.5 Ma (Figura 26; Anexo 4). Visto en planta, el plutón está elongado hacia el NW-SE y gran parte del intrusivo está cubierto por ignimbritas y derrames basálticos (Figura 30a) y depósitos de lahares que se extienden ampliamente hacia el norte del plutón. Como se muestra en la Figura 30a el muestreo se realizó a lo largo de la parte central y este del plutón, donde es posible observar el contacto del intrusivo con la roca encajonante. En esta zona, la roca encajonante es la secuencia metapsamítica y metapelítica de muscovita+andalucita y brechas polimícticas con fragmentos de caliza y lavas, asociadas por Delgado-Argote et al., 2013 con secuencias de plataforma y talud de edad paleozoica, correlacionables con el Grupo Ballenas (Campbell y Crocker, 1993) las cuales están descritas con mayor detalle en la sección que trata sobre la roca encajonante.

Con base en el análisis modal de las rocas del plutón SP se pudieron definir composiciones que varían desde granodiorita a granito y diques cuarzodioríticos (Figura 30b). Se observaron también pegmatitas de turmalina en la unidad granítica hacia la parte sureste de SP y, además, se identificaron fases pegmatíticas de hornblenda-biotita cortando a la unidad granodiorítica en el norte.

En La Bocana, al este del plutón SP, aflora una serie de diques de micro-cuarzodiorita con espesores aproximados de hasta 2 m orientados hacia el NW-SE y echados subverticales (muestra 22-X-12; Figura 30a y 31a) emplazados perpendicularmente a la secuencia metamórfica. Hacia el oeste, las rocas son de composición granítica con una foliación magmática bien desarrollada, marcada por la alineación de cristales de biotita, donde es posible observar cristales de muscovita y granates con tamaños de hasta 3 mm. La unidad granítica está cortada por diques afaníticos de la misma composición,

en donde se pueden observar fracturas rellenas de sílice, que a su vez están afectados por cizallas con desplazamiento lateral izquierdo (Figura 31b). La unidad granodiorítica, que es la que domina la mayor parte del plutón (Figura 30a), es una roca de grano medio y está claramente emplazada permeando de manera paralela a la foliación  $S_0$  de la roca encajonante hacia el NNE-SSW (Figura 31c). En algunas zonas el magma granodiorítico está aboudinado a lo largo de la foliación principal de la roca encajonante por efecto de extensión durante el emplazamiento del magma (Figura 31d). La influencia de la roca encajonante en el emplazamiento del plutón deja de ser evidente hacia la parte oeste del plutón, rumbo a la muestra 8-X-12 de la Figura 30a, en donde es apreciable la disminución en la definición de la foliación magmática. Con respecto a la parte norte del plutón (muestra 17-X-12; Figura 30a) aflora una alternancia de diques cuarzdioríticos con echados aparentes NW-SE intrusionando a cuerpos granodioríticos con alteración hidrotermal. En esta zona se presentan pegmatitas de hornblenda-biotita cortando a la secuencia félsica.

#### **3.1.2.3.1.1 Petrografía**

A partir del contenido mineralógico y rasgos texturales, se identificaron tres unidades litológicas en el plutón San Pedro: 1) granito de Ms-Bt, 2) granodiorita de Ms-Bt; 3) diques de cuarzdiorita.

Los granitos de Ms-Bt (7-X-12; Figuras 30a y b) presentan al microscopio una textura holocristalina seriada inequigranular. Contienen plagioclasa subhedral (23%;  $An_{10}-An_{20}$ ) de grano grueso hasta de 8 mm, con maclas tipo albita y alteración selectiva a sericita en los núcleos. Algunos cristales exhiben texturas antipertíticas incipientes. El feldespató potásico es muy abundante ~44% del contenido modal, en cristales grandes, con texturas micrográficas. La biotita es el mineral máfico más abundante en esta roca (~10%), con tamaños hasta de 5 mm con un clivaje claro y sin alteraciones. La muestra analizada contiene 5% de muscovita. El cuarzo se presenta en cristales grandes hasta en 18%. El contenido de minerales opacos es casi nulo en este tipo de roca y los minerales accesorios son apatita y zircón.

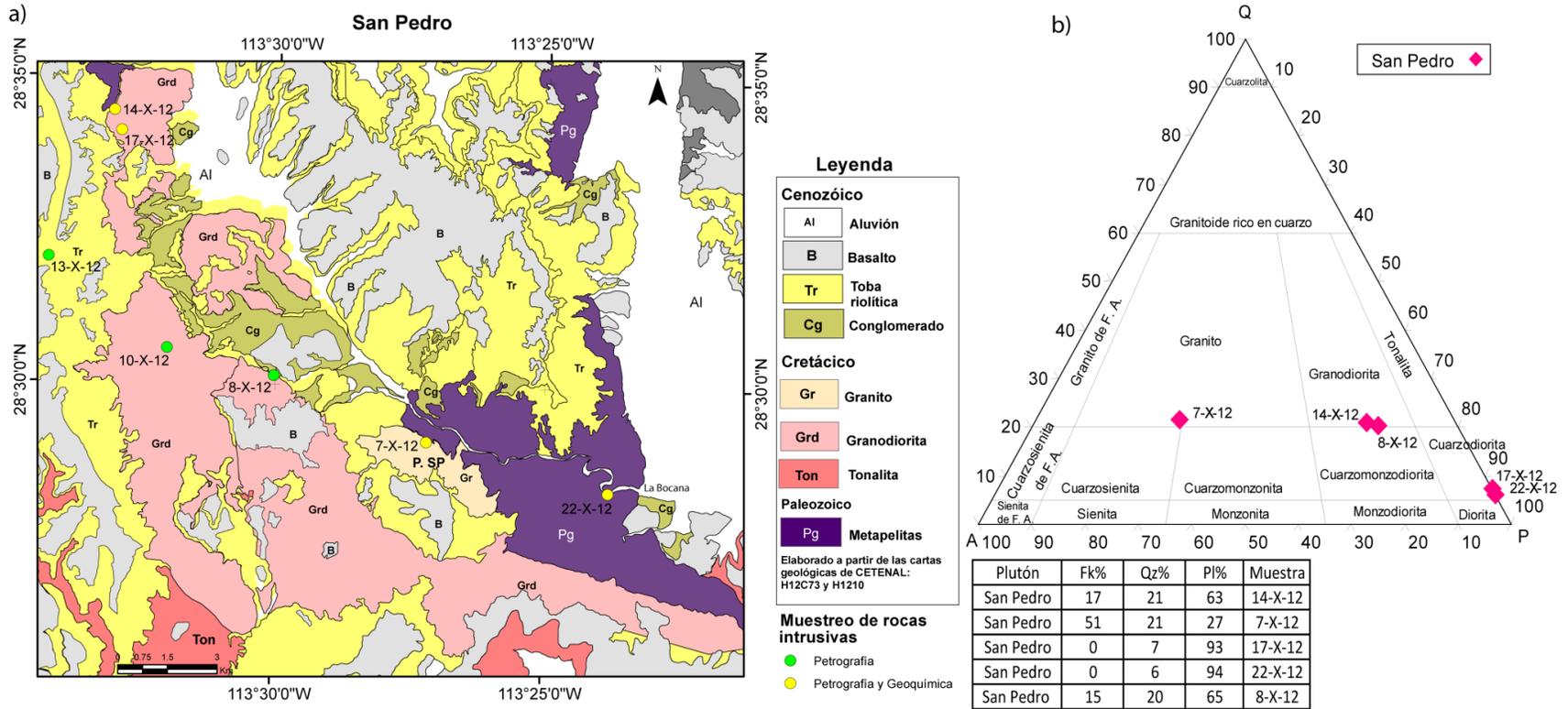


Figura 30. (a) Mapa geológico del plutón San Pedro con la ubicación de las muestras colectadas. (b) Diagrama QAP de las muestras. En el plutón San Pedro es evidente el enriquecimiento en potasio en las muestras del sur del plutón.

Las granodioritas de Ms-Bt (8-X-12 y 10-X-12; Figuras 30a y b) tienen texturas inequigranulares seriadas. Contienen plagioclasa subhedral con tamaños de grano medio a grande desde 1.5 a 7 mm, de oligoclasa principalmente con abundancias desde el 38 al 52%. En algunos casos se observan texturas antipertíticas. El feldespato potásico varía en su contenido desde 12 hasta el 24%, y son características las texturas micrográficas. La biotita en esta unidad está casi en la misma proporción que la muscovita (11 y 8%, respectivamente), sin alteraciones, con clivajes bien definidos, y con inclusiones de minerales opacos. El mineral accesorio característico es el zircón incluido en todas las fases minerales, además de esfena y apatita.

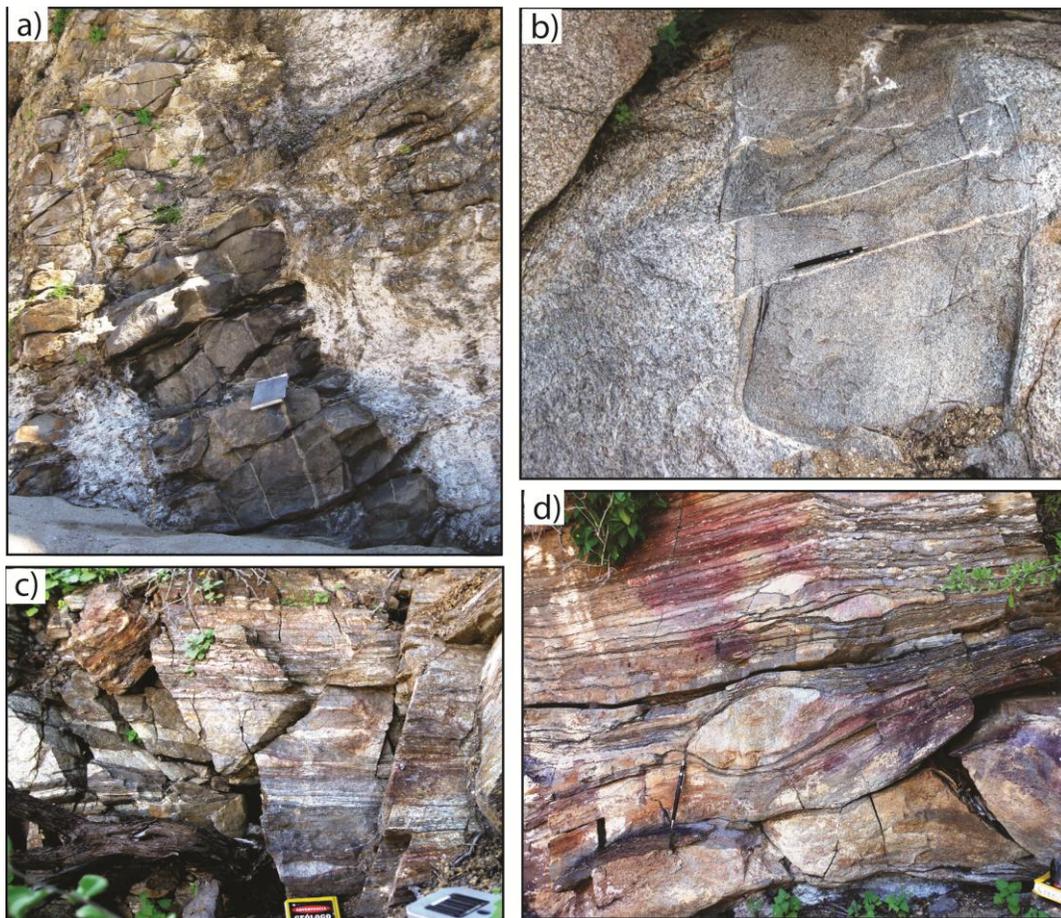


Figura 31. (a) Dique de cuarzodiorita de hasta 2 m orientado hacia el NW-SE emplazado perpendicularmente a la foliación de la secuencia metamórfica. (b) Dique afanítico con fracturas rellenas de sílice desplazados por cizallas laterales izquierdas. (c) Permeación del magma granítico paralela a la foliación  $S_0$  de la roca encajonante. (d) Magma granodiorítico aboudinado por extensión a lo largo de la foliación principal de la roca encajonante.

Los diques cuarzodioríticos que afloran en la zona norte del plutón (17-X-12; Figura 30a) son rocas con texturas cumulíticas, con oikocristales de clinopiroxeno y hornblenda, en donde ambas fases minerales contienen fragmentos de plagioclasa y óxidos. Los núcleos de los cristales de plagioclasa están muy alterados a sericita.

### **3.1.2.3.1.2 Geoquímica de elementos mayores y tierras raras**

De este plutón se analizaron cuatro muestras de rocas intrusivas por elementos mayores, traza y tierras raras. Las muestras analizadas, de acuerdo con el análisis modal, corresponden a un dique de cuarzodiorita de Cpx-Hbl (17-X-12) y otro de cuarzodiorita de Bt (22-X-12), una granodiorita de Bt (14-X-12) y un granito de Bt (7-X-12), cuyos análisis se presentan en el Anexo 3 y su localización se indica en el mapa de la Figura 30a. Los datos se graficaron en el diagrama de clasificación TAS (álcalis totales-sílice) para rocas intrusivas (Figura 32a; LeBas et al., 1986). En este diagrama se observa que las muestras varían desde la diorita hasta granito, con rangos de SiO<sub>2</sub> entre 50 y 75% y ocupan el campo de la serie subalcalina. Las muestras provenientes de diques son las que tienen los valores más bajos de SiO<sub>2</sub> y los más altos de MgO#>30 (Figura 32b), mientras que las restantes caen dentro del promedio reportado para los intrusivos del CBP (~20 MgO#; Lee et al., 2007, en Kimbrough et al., 2014). Las rocas de este plutón tienen relaciones altas de Sr/Y hasta ~70 (Figura 32c) y un contenido elevado de Sr (299-661 ppm). El contenido de aluminio es normal (>14 wt%) para este tipo de rocas, el TiO<sub>2</sub> llega hasta el 1 wt% y su abundancia disminuye conforme aumenta el SiO<sub>2</sub>. En el diagrama K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> (Figura 32d) todas las muestras con excepción de la muestra 17-X-12 grafican en los campos de K-alto. La muestra del dique cuarzodiorítico de Cpx-Hbl (17-X-12) cae en el campo de K-medio y también tiene el contenido más bajo de Ba (Figura 32e) lo que la separa del resto de las muestras. Según las relaciones La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> vs La<sub>N</sub> las rocas 7-X-12, 22-X-12 y 14-X-12 provienen de un magma más fraccionado que el que dio origen a la roca 17-X-12 (Figura 32f).

Al graficar las muestras en el diagrama  $Fe^*/SiO_2$  se observa que todas están en el campo de los granitos magnesianos (Figura 33a), correspondiente a un ambiente de arco (Frost et al., 2008). En el diagrama MALI (Índice modificado álcalis-calcio;  $Na_2O+K_2O-CaO/SiO_2$ ; Frost et al., 2001) las rocas (7-X-12, 22-X-12 y 17-X-12) de San Pedro grafican en la serie cálcica y la muestra 7-X-12 en la serie calcoalcalina, reflejando principalmente el contenido equivalente de plagioclasa de andesina-oligoclasa identificado en la moda ( $An_{40}-An_{30}$ ; Figura 33b). En la gráfica de índice de saturación de aluminio (ASI; *Shand's Index*), definido por el radio de  $Al/(Ca+Na+K)$  vs  $Al/(Na+K)$  las muestras (7-X-12, 14-X-12 y 22-X-12) grafican en el campo peraluminoso y es probable que ese exceso de aluminio este acomodado en minerales como las micas y el granate. Mientras que la muestra 17-X-12 es metaluminosa (Figura 33c).

De acuerdo con la clasificación tectónica para granitos de Pearce et al. (1984), que utiliza  $Rb/(Y+Nb)$  la asociación resultante para las rocas de San Pedro corresponde al de arco de islas (Figura 33d). En resumen, con base en las gráficas de las Figuras 32 y 33 las rocas son intrusivos cordilleranos de tipo S de la serie subalcalina con carácter cálcico-calcoalcalino y como resultado del análisis de elementos mayores y traza del dique de cuarzodiorita de hornblenda (17-X-12), se observa una diferencia marcada con el resto de las muestras del plutón SP, por lo que es probable que esta roca pertenezca a uno de los plutones de la sierra La Libertad localizada al NW del plutón San Pedro.

Las muestras de San Pedro normalizadas a condrita (Figura 34a) muestran enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) y un patrón ligeramente cóncavo en las tierras raras pesadas (HREE). También se observan pequeñas anomalías de Eu en las rocas félsicas que se pueden relacionar con la cristalización de plagioclasa y feldespato potásico, mientras que la ligera anomalía positiva de Eu en la muestra cuarzodiorítica 22-X-12 es probable que se deba a la característica cumulítica en esta roca. La cuarzodiorita (17-X-12) tiene los valores de REE más altos, y un claro patrón subhorizontal, con una tendencia de enriquecimiento en las tierras raras medias relativo a las HREE, lo que puede estar controlado por la acumulación de Hbl y Cpx en esta roca. Comparando las muestras con NMORB, todas las rocas muestran un

enriquecimiento en el contenido de elementos litófilos (LILE), las rocas 7-X-12, 14-X-12 y 22-X-12 tienen anomalías fuertes en Nb y Pb característico de fundidos donde está involucrada la corteza en el proceso magmático (Figura 34b). Mientras que la muestra 17-X-12 se comporta de manera distinta, sin enriquecimiento en LILE y con un patrón horizontal en los elementos compatibles, lo que asocia a esta roca con fuentes primitivas, similares a las de las zonas más occidentales.

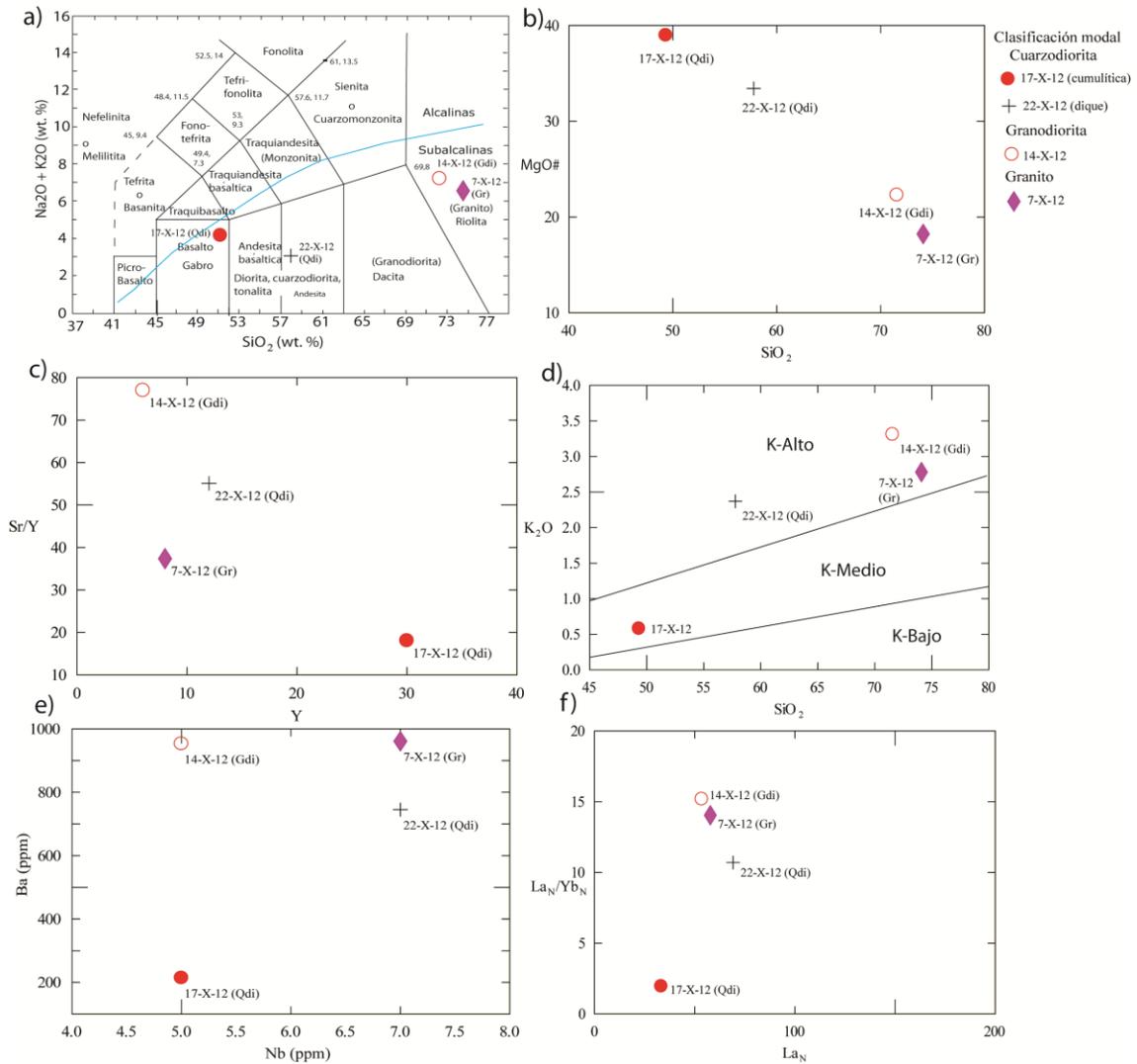


Figura 32. Geoquímica de roca total, elementos mayores y traza de las rocas del plutón San Pedro. (a) diagrama  $\text{SiO}_2$  (wt%) vs álcalis totales (Le Bas et al. 1986). (b)  $\text{SiO}_2$  (wt%) vs MgO#, donde  $\text{MgO\#} = (\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeOT})) \cdot 100$  y  $\text{FeOT} =$  hierro total. (c) Sr/Y vs Y (ppm). (d)  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ , con los campos definidos por Rickwood (1989). (e) Ba vs Nb (ppm). (e)  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  vs  $\text{La}_N$ . Abreviaturas de la clasificación modal de la roca: (Qdi)= Cuarzodiorita; (Gdi)= Granodiorita; (Gr)= Granito.

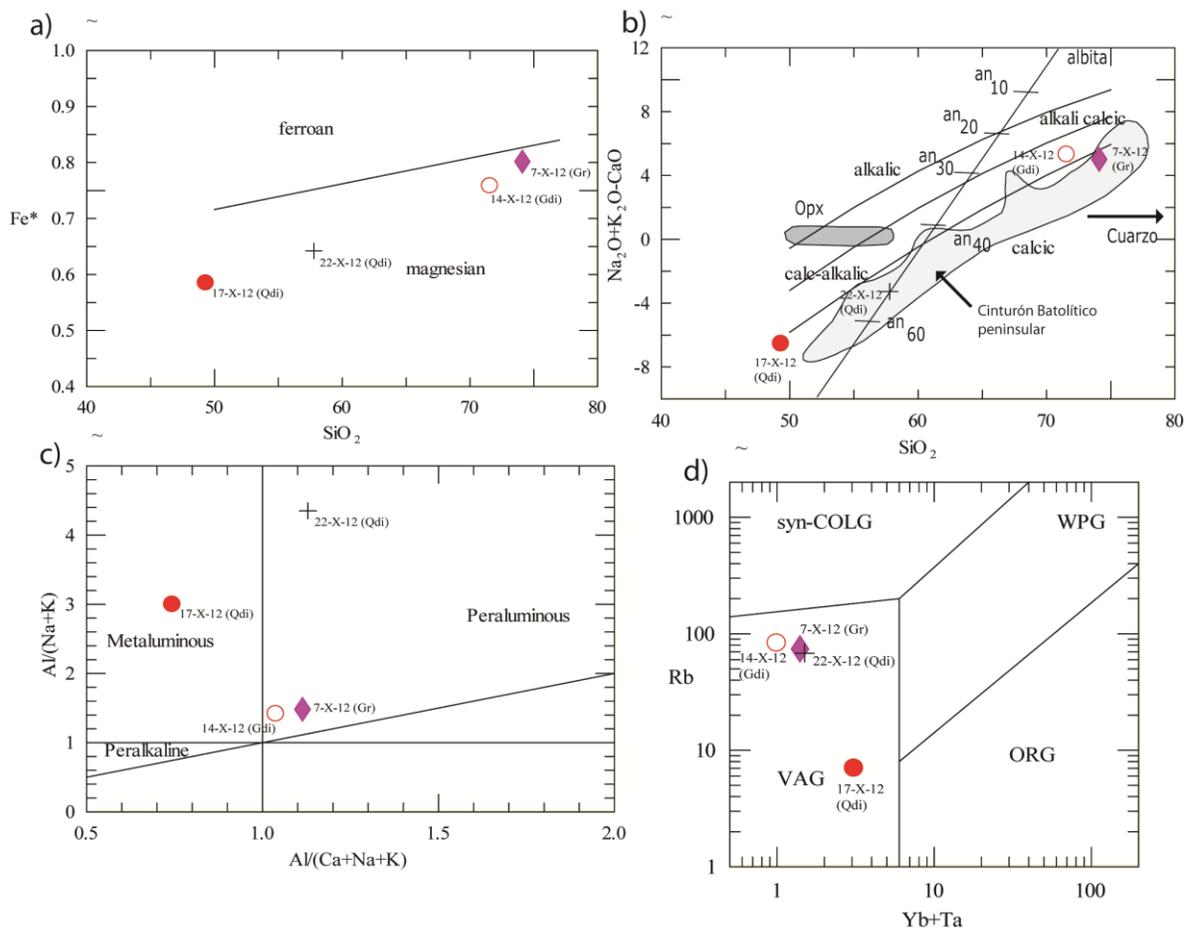


Figura 33. Diagramas de discriminación geoquímica para el plutón San Pedro. (a) Diagrama  $FeO^*/(FeO + MgO)$  vs.  $SiO_2$  (wt%) indicando los campos de *ferroano* y *magnésiano* (Frost et al., 2001). (b) Diagrama (MALI)  $(Na_2O+K_2O-CaO)/SiO_2$ , mostrando la contribución de fases minerales en la distribución de las muestras y el campo de los intrusivos del Cinturón Batolítico peninsular según Frost et al. (2008). (c) Diagrama del índice de saturación de Aluminio (Shand's - index). (d) Diagrama de discriminación  $Rb/(Yb+Ta)$  para granitos (Pearce et al., 1984). VAG = granitos de arco volcánico, SCG = granitos sincolisionales, WPG = granitos de intraplaca, ORG = granitos de dorsal oceánica. Abreviaturas que indican la clasificación modal de la roca: (Qdi)= Cuarzodiorita; (Gdi)= Granodiorita; (Gr)= Granito.

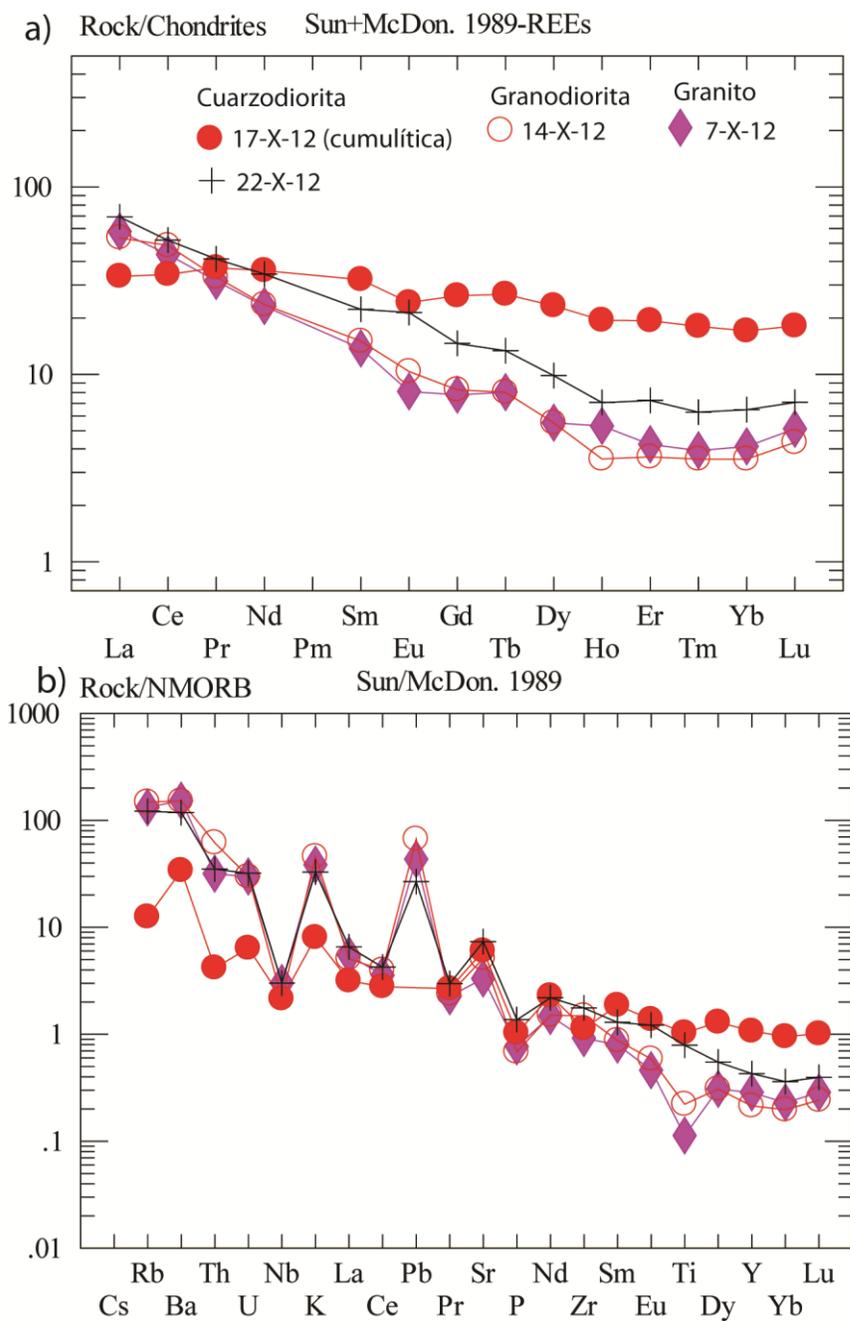


Figura 34. (a) Abundancias de tierras raras (REE) del plutón San Pedro normalizadas a condritas (Sun y McDonough, 1989). (b) Patrones de las muestras normalizadas a NMORB según los valores de Sun y McDonough (1989).

### 3.1.3 Rocas plutónicas de Vizcaíno

#### 3.1.3.1 San Roque

Al sur de la sierra San Andrés, en la península Vizcaíno estudiamos el plutón San Roque (Figura 35) tiene dimensiones de tronco (*stock*), es mineralógicamente homogéneo, y de forma rectangular de  $\sim 5 \text{ km}^2$  (Figura 35a). Como se muestra en la Figura 35a el muestreo del plutón San Roque se realizó principalmente a lo largo de la línea de costa, debido a que las rocas en esa zona están más frescas y las estructuras son más claras. Fueron fechados los zircones de una cuarzodiorita de Bt (7-VI-12; Figura 35a) representativa del intrusivo resultando una edad de cristalización  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $148.7 \pm 2.5 \text{ Ma}$  (Figura 36; Anexo 4).

Del análisis modal se determinaron composiciones cuarzodioríticas dominantes, seguidas por tonalita, diorita y diques granodioríticos (Figura 35b). Sin embargo, se observaron algunas variaciones alrededor del plutón, en la esquina sureste (zona SR2-SR1; Figura 35a) las rocas tienen texturas de grano grueso y es distintiva una alteración hidrotermal selectiva (vetas ricas en clorita, epidota y limonita) a lo largo de zonas de cizalla que probablemente se formaron durante el proceso de emplazamiento (Figura 37a). En sitios la cuarzodiorita está cortada por diques félsicos con textura afanítica de composición granodiorítica (SR-2B; Figura 35b y 37b). Las zonas afectadas por el emplazamiento de esos diques y la alteración hidrotermal disminuyen hacia el centro del plutón. Otro sitio con características particulares se observó en la esquina noroeste del plutón (zona SR8-10; Figura 35a), en donde se observa un afloramiento de anfibolitas pertenecientes a la secuencia encajonante de la Ofiolita La Costa intrusionadas por las cuarzodioritas del plutón San Roque en la cual es común observar xenolitos de la roca encajonante (Figura 37c). En esa misma zona noroeste se observan texturas de mezcla (*mingling*) formadas por asimilación de la diorita en pulsos de magma tonalítico (Figura 37d).

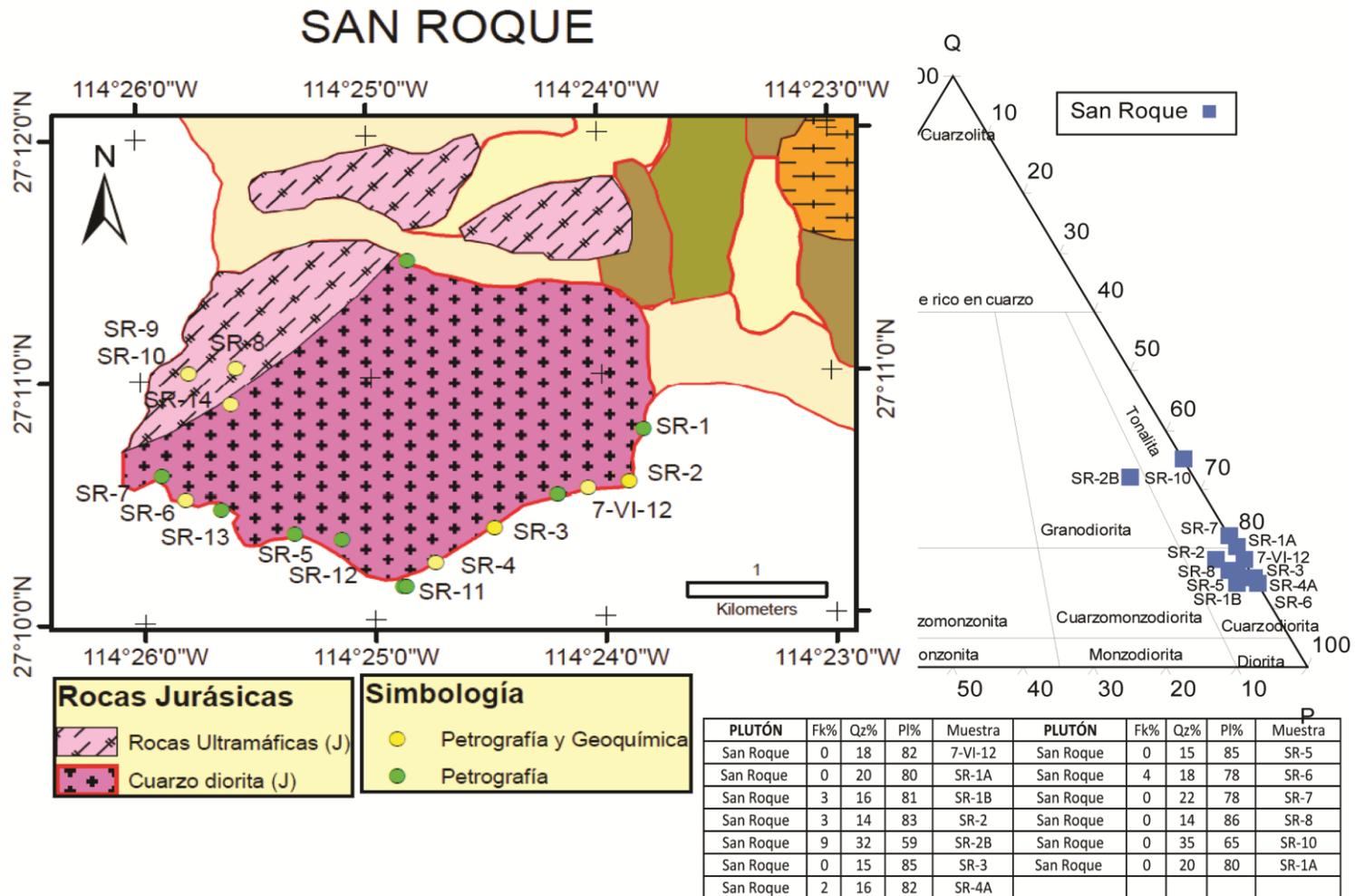


Figura 35. (a) Mapa geológico del plutón San Roque donde se indica la ubicación de las muestras colectadas. (b) Diagrama QAP para rocas plutónicas (LeMaitre, 2002).

### **3.1.3.1.1 Petrografía y microscopía electrónica**

Del análisis petrográfico de las muestras de San Roque se observó que las cuarzodioritas tienen una textura holocristalina inequigranular seriada y sus minerales constituyentes en orden de abundancia son: plagioclasa, biotita, cuarzo, hornblenda, feldespato potásico, clinopiroxeno, opacos y minerales accesorios como el zircón. Los cristales de plagioclasa (oligoclasa), con abundancias desde 47 a 71%, son subhedrales, miden hasta 2 mm de longitud y muestran maclas tipo albita y carlsbad; algunos cristales tienen extinción ondulatoria e inclusiones de opacos euhedrales y zircones. Puede haber sericitización. La biotita es el mineral máfico más abundante con una abundancia promedio de ~16%, y tamaños de grano medio (2 mm) con inclusiones de plagioclasa y minerales opacos euhedrales. La hornblenda tiene una concentración promedio del ~3%, formas subhedrales con tamaños chicos a medios de 0.5 a 1.5mm, y conserva el clivaje característico de este mineral. El cuarzo está en abundancias que varían de 9% en las cuarzodioritas al 31% en tonalitas. Son cristales de tamaño medio (1 mm) con texturas en mosaico y extinción oblicua, es común observarlo rellenando espacios simulando vetillas entre plagioclasas y biotitas. En algunas muestras (7-VI-12, SR-8 y SR-10) hay clinopiroxeno en muy baja cantidad (~1%), sin embargo, este mineral es más abundante en un enclave máfico (SR-1A) donde los cristales alcanzan hasta 2.5 mm, están fracturados y contienen lamelas e inclusiones de plagioclasa. El feldespato potásico en la granodiorita (SR-2B) alcanza hasta el 7%, en microcristales. Se reconocen simplectitas en las plagioclasas.

Los minerales opacos en este plutón varían desde trazas hasta el 4% en algunos sitios. Los resultados del análisis por microscopía electrónica de barrido de los óxidos encontrados en las muestras representativas del plutón (SR-1A, SR-4A, SR-7 y SR-10; cuarzodiorita, cuarzodiorita de Bt, tonalita de Bt-Hbl y tonalita de Bt, respectivamente), muestran que en SR-1A los cristales opacos son principalmente euhedrales, de composición homogénea con un promedio de 98.4% de Fe, con trazas de Ti, Cr, V y Mn, equivalente a una magnetita. En SR-4A se observaron cristales opacos euhedrales con inclusiones de apatita. La forma de los cristales es característica de las magnetitas

y su composición es de 99.1% Fe. En las rocas de la parte occidental del plutón (SR-7 y SR-10) se observaron variaciones en las características de los opacos. En la muestra SR-7 los cristales son anhedrales con inclusiones de apatita, plagioclasa y cuarzo. Aunque su composición corresponde a la de magnetita (99.4% Fe) es probable que sean de formación tardía por su forma anhedral. En la muestra SR-10 los minerales opacos son principalmente anhedrales y se observan como vetillas relleno de espacios. Los cristales están fracturados y tienen inclusiones de apatita euhedral. Esta es la única muestra en donde se llegan a observar óxidos de Fe (99.4%) con exsoluciones de Ilmenita (54% Ti, 21% Mn y 25% Fe). En resumen, los minerales opacos de las rocas del plutón San Roque son principalmente óxidos de Fe de la serie de la titanomagnetita.

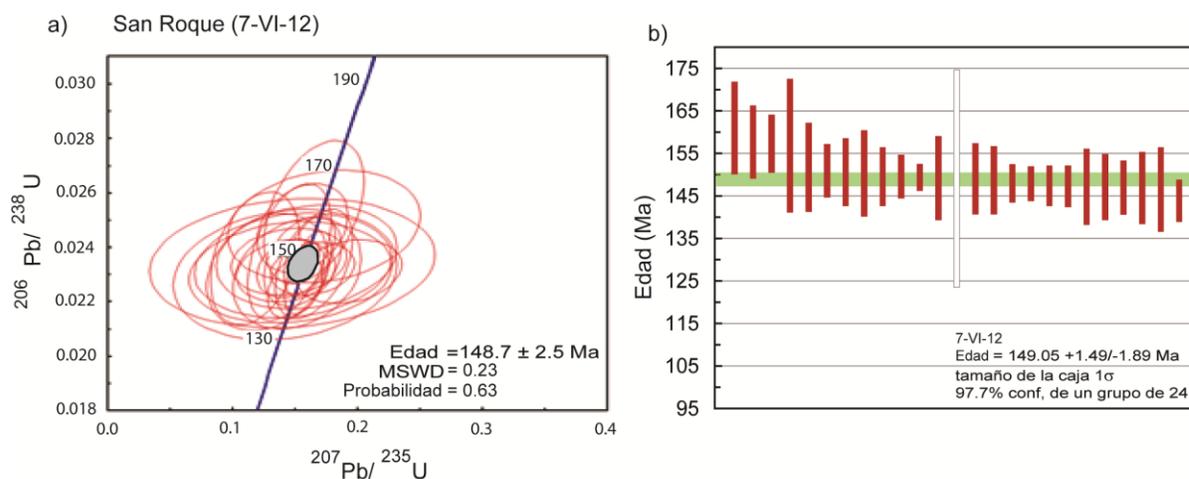


Figura 36. Edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  en zircones de una muestra cuarzodiorítica 7-VI-12 del plutón San Roque. (a) Diagrama de Wetherill para relaciones isotópicas U-Pb de la muestra 7-VI-12. (b) Mediana de las edades calculadas para la muestra 7-VI-12.

### 3.1.3.1.2 Geoquímica de elementos mayores y tierras raras

Para el estudio geoquímico de este intrusivo se analizaron ocho muestras de rocas del plutón San Roque por elementos mayores, traza y tierras raras. Las muestras analizadas de acuerdo con el análisis modal corresponden a cuatro cuarzodioritas (SR-3, SR-4A, SR-6 y SR-8), dos tonalitas (7-VI-12 y SR-10), una granodiorita (SR-PE2) y

una diorita (SR-14), cuyos análisis se presentan en el Anexo 3 y su localización se indica en el mapa de la Figura 35a.

Los datos se graficaron en el diagrama de clasificación TAS (álcalis totales-sílice) para rocas intrusivas (Figura 38a; LeBas et al., 1986), en el que se observa una variación continua desde la diorita hasta el granito con rangos de  $\text{SiO}_2$  entre 50 y 72% dentro de la serie subalcalina. Las rocas de San Roque son de composición intermedia, tienen un  $\text{MgO}\#$  de hasta 41 (Figura 38b), que es más alto que el valor promedio reportado para los intrusivos del CBP (~20  $\text{MgO}\#$ ; Kimbrough et al., 2014). Estas rocas se caracterizan por tener relaciones bajas de  $\text{Sr}/\text{Y}$  (<30; Figura 38c) y un contenido moderado de Sr (120-369 ppm). En el diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  (Figura 38d) todas las muestras, con excepción de SR-PE2 grafican en el campo de K-medio. La muestra SR-PE2 pertenece a un dique félsico de composición granodiorítica (modal) y cae en el campo de K-alto, este resultado es consistente con el análisis petrográfico en donde esta muestra tiene hasta 9% de feldespato potásico, además de que este enriquecimiento en K puede estar relacionado con la removilización de elementos durante la alteración hidrotermal que afecta la zona sureste del plutón de donde proviene esta muestra y que también puede ser la causa del enriquecimiento de elementos móviles como el Ba (1075 ppm; Figura 38e). El contenido de  $\text{TiO}_2$  en las rocas del plutón San Roque es bajo (Figura 38f) y disminuye conforme el contenido de  $\text{SiO}_2$  aumenta.

En el diagrama  $\text{Fe}^*/\text{SiO}_2$  se observa que todas pertenecen al campo de los granitos magnesianos (Figura 39a), ubicándose en ambiente de arco (Frost et al., 2008). En el diagrama MALI (Índice modificado álcalis-calcio;  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}/\text{SiO}_2$ ), las rocas de San Roque grafican todas en la serie cálcica y calcoalcalina (Figura 39b) reflejando principalmente el contenido de andesina-oligoclasa ( $\text{An}_{40}-\text{An}_{20}$ ) en la química de estas rocas. La distribución de las muestras al aumentar el  $\text{SiO}_2$  es paralela al límite entre la serie cálcica y calcoalcalina, lo que según Frost et al. (2001) debe considerarse un indicador de cristalización fraccionada del fundido.

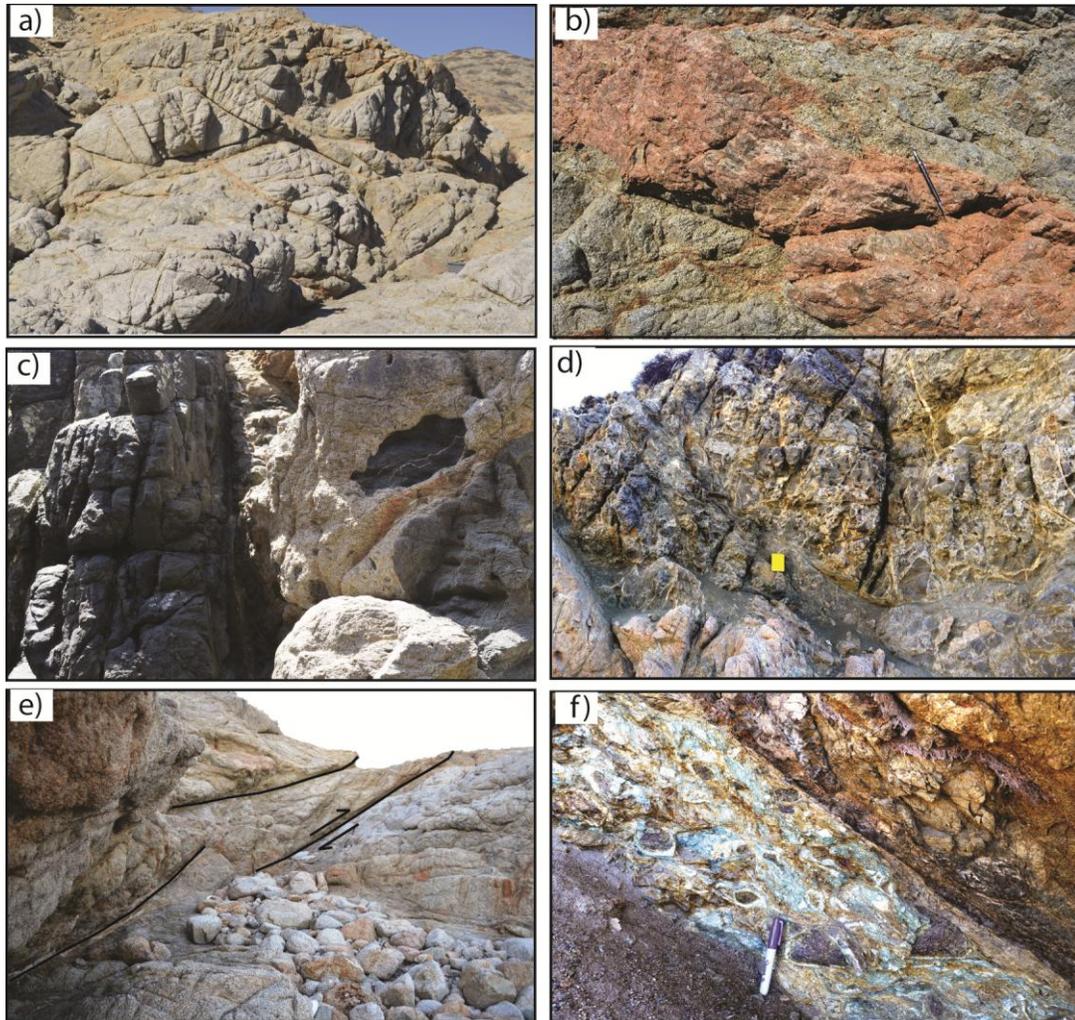


Figura 37. (a) Cuarzodiorita mostrando el sistema de fracturas característico. (b) Dique de granodiorita de color marrón con textura afanítica cortando al intrusivo cuarzodiorítico. (c) Anfibolitas intrusionadas por cuarzodiorita del plutón San Roque y xenolitos de la roca encajonante embebidos en cuarzodiorita. (d) Zona de mezcla entre magma diorítico y tonalítico. (e) Zona de fallas inversas debido a empuje durante el emplazamiento. (f) Zona de falla con desarrollo de "gouge" rico en clorita.

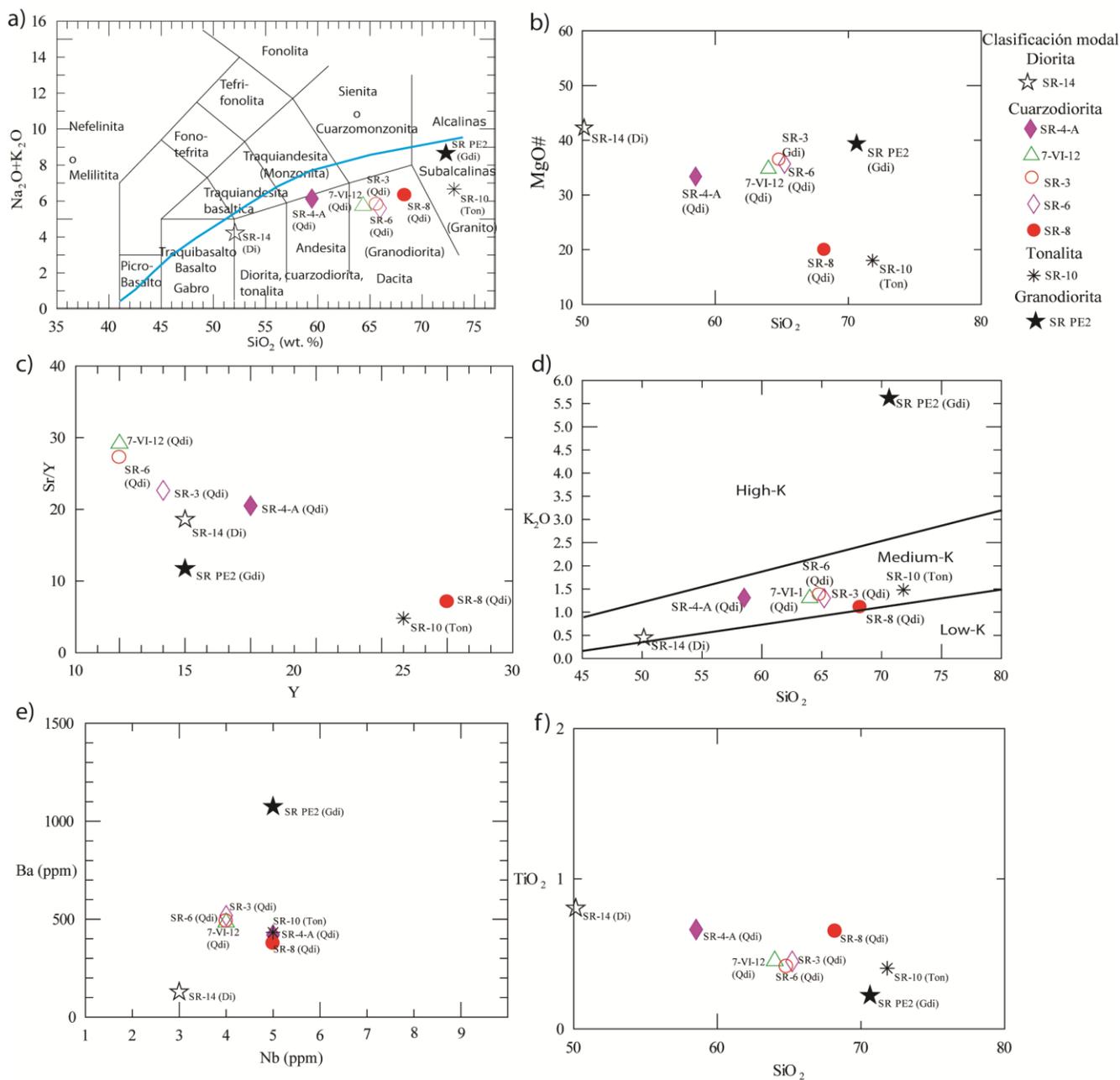


Figura 38. Geoquímica de roca total, elementos mayores y traza de las rocas del plutón San Roque. (a) diagrama  $\text{SiO}_2$  (wt%) vs álcalis totales (Le Bas et al., 1986). (b)  $\text{SiO}_2$  (wt%) vs MgO#, donde  $\text{MgO\#} = (\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeOT})) \cdot 100$  y  $\text{FeOT} =$  hierro total. (c) Sr/Y vs Y (ppm). (d)  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ , con los campos definidos por Rickwood (1989). (e) Ba vs Nb (ppm). (f)  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{SiO}_2$  (wt%). Abreviaturas que indican la clasificación modal de la roca: (Di)= Diorita; (Qdi)= Cuarzodiorita; (Ton)= Tonalita; (Gdi)= Granodiorita.

De acuerdo con la clasificación tectónica para granitos de Pearce et al. (1984), que utiliza  $Rb/(Y+Nb)$  la asociación resultante para las rocas de San Roque corresponde al de arco de islas (Figura 39c). Con base en las gráficas de las figuras 38 y 39 las rocas son granitoides de tipo cordillerano de la serie subalcalina con carácter cálcico-calcoalcalino y pueden asociarse a un arco de islas con tendencias de diferenciación oxidantes.

Los resultados de las REE normalizados a condrita de las muestras de San Roque (Figura 40a) muestran que las rocas tienen un ligero enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) y un patrón plano en las tierras raras pesadas (HREE). La diorita (SR-14) es la muestra con los valores de LREE más bajos. La ausencia de anomalía negativa de Eu en roca total normalizada a condrita, sugiere que la plagioclasa no es una fase residual importante. Tampoco se observan anomalías positivas de Eu y las concentraciones de  $Al_2O_3$  (<20 wt%) y CaO (<6%), indican que las rocas de San Roque no han sufrido acumulación cristalina significativa. La muestra del dique granodiorítico SR-PE2 tiene los valores de LREE más enriquecidos y corta los patrones del resto de las muestras del plutón, lo que podría estar sugiriendo que la fuente de estos diques tardíos y alterados es distinta a la que dio origen al resto de las rocas que forman el macizo del intrusivo. Comparando las muestras con NMORB, todas las rocas muestran un enriquecimiento en el contenido de elementos litófilos (LILE), y una anomalía fuerte en Nb y pequeñas en Ti (Figura 40b). Estas características de enriquecimiento en LREE y LILE con anomalías negativas de Nb y las bajas concentraciones de Sr (<400 ppm), Sr/Y (<30) y los valores de Y (>12 ppm), colectivamente son similares a aquellas encontradas en magmas generados en ambientes arcos de islas oceánicos y son indicadores de fusión parcial por hidratación de manto peridotítico de composición Iherzólítica (Hanson, 1980; Kelemen et al., 2003 *en* Schwartz et al., 2014).

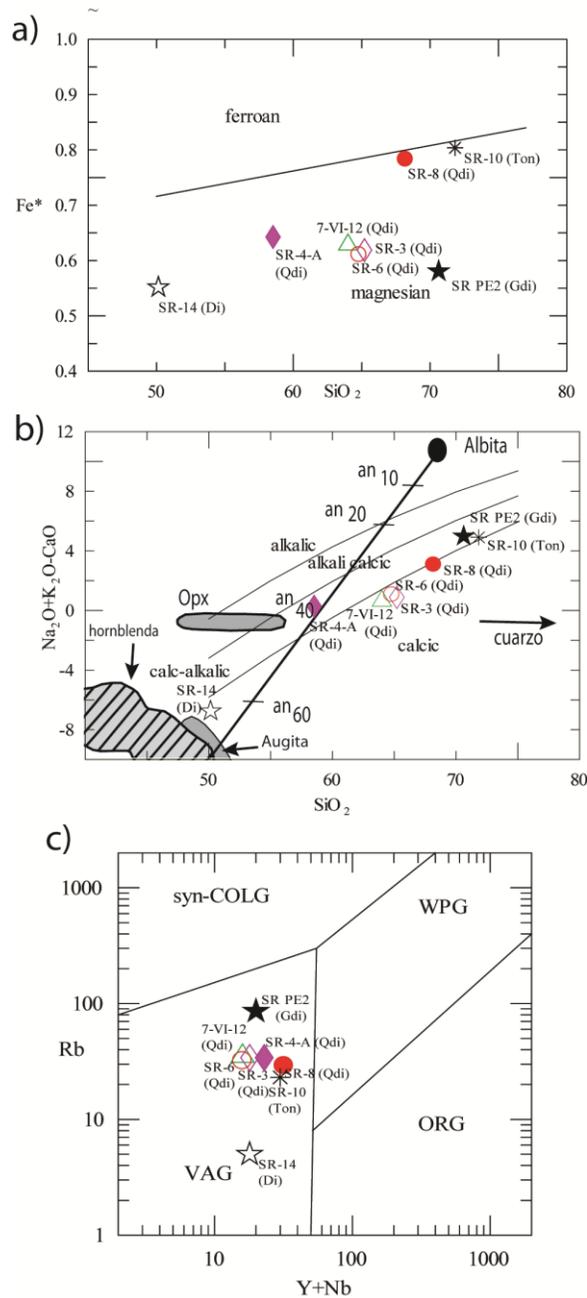


Figura 39. Diagramas de discriminación geoquímica para el plutón San Roque. (a) Diagrama FeO\*/(FeO + MgO) vs. SiO<sub>2</sub> (wt%) indicando los campos de *ferroano* y *magnesiano* (Frost et al., 2001). (b) Diagrama (MALI) (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O - CaO)/SiO<sub>2</sub>, mostrando la contribución de fases minerales en la distribución de las muestras y el campo de los intrusivos del Cinturón Batolítico peninsular según Frost et al. (2008). (d) Diagrama de discriminación Rb/(Y+Nb) para granitos (Pearce et al., 1984). VAG = granitos de arco volcánico, SCG = granitos sincollisionales, WPG = granitos de intraplaca, ORG = granitos de dorsal oceánica. Abreviaturas de la clasificación modal de la roca: (Di)= Diorita; (Qdi)= Cuarzodiorita; (Ton)= Tonalita; (Gdi)= Granodiorita.

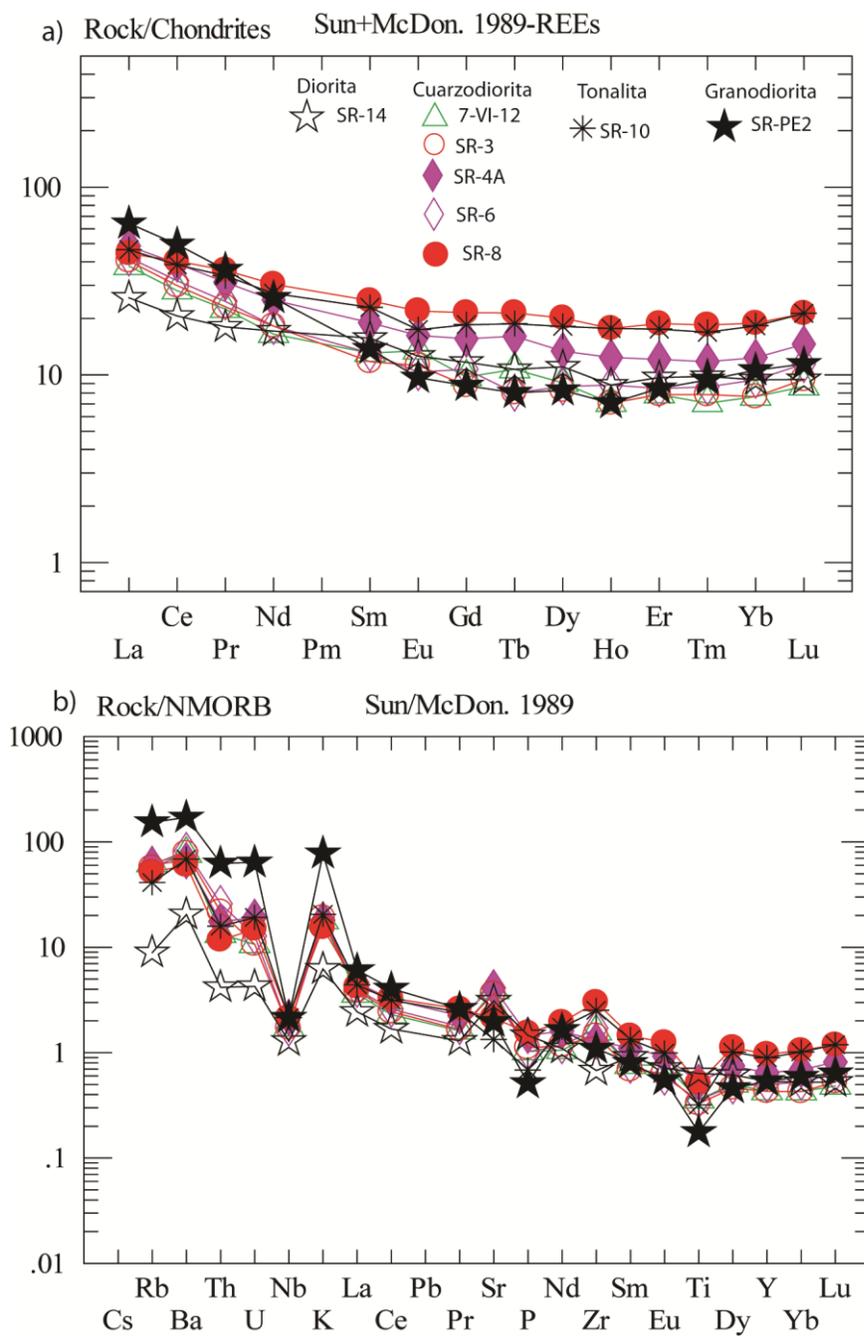


Figura 40. (a) Abundancias de Tierras Raras (REE) del plutón Compostela normalizadas a condritas (Sun y McDonough, 1989). (b) Patrones de las muestras normalizadas a NMORB según los valores de Sun y McDonough (1989).

### **3.2 Características geoquímicas regionales de los intrusivos de la parte sur del CBP.**

Una vez descritos y analizados cada uno de los plutones por separado, el siguiente nivel de análisis consiste en discutir los resultados en conjunto, agregando información isotópica. Lo anterior tiene la finalidad de establecer y conocer las diferencias que existen entre los ambientes y condiciones de emplazamiento así como la relación de la roca encajonante con los intrusivos en las diferentes áreas de estudio.

Este análisis es importante porque existen trabajos previos (e.g. Gromet y Silver, 1987; Silver y Chappell, 1988; Todd et al., 1988; Gastil et al., 1990 y Langenheim, 2004) donde se han identificado variaciones sistemáticas del CBP, a partir de los cuales se ha dividido en varias zonas de manera longitudinal y transversal, basándose en una variedad de parámetros, incluyendo; edad, geoquímica, isótopos y rasgos geofísicos. Sin embargo, la mayoría de los trabajos recientes en los cuales se siguen basando estas observaciones se han realizado en el norte del CBP alrededor de las latitudes 33° 30'N (Morton et al., 2014, Kistler et al., 2014, Premo et al., 2014, Miller et al., 2014) y 33° 15'N (Shaw et al., 2014 y Todd et al., 2014). Un poco más hacia el sur del CBP Schmidt et al. (2014), Alsleben et al. (2012 y 2014) y Wetmore et al. (2014) han publicado datos estructurales, petrológicos y fechas, a partir de las cuales han realizado propuestas sobre la evolución tectónica en la región sur. Sin embargo, las observaciones sólo alcanzan hasta la latitud 31.5°N en la región de Calamajué y lo que se extiende hasta la zona de El Arco (28°N) son extrapolaciones.

En el siguiente análisis se integran los resultados geoquímicos de 40 muestras, distribuidas en una zona que abarca desde la latitud 28°10'N hasta 28°40'N. La ubicación de las muestras se indica en la Figura 41. Los plutones analizados han sido separados en grupos según la zona del CBP a la que pertenecen. Los plutones de Nuevo Rosarito, San Jerónimo, La Rinconada y Calmallí, pertenecen a los intrusivos de la zona oeste (ZO). El plutón Punta Prieta que también se localiza en la zona oeste pero intrusiona a rocas volcánicas cretácicas pertenecientes claramente a unidades del

arco volcánico Alisitos y queda excluido por escasos de datos geoquímicos e isotópicos. La zona transicional (ZT) está representada por el plutón Compostela y la zona este (ZE) se analiza a partir de los resultados del plutón San Pedro.

Es importante mencionar que también se integran al análisis datos isotópicos de Sm/Nd en roca total. Con base en estos últimos se hace un análisis comparativo entre los valores isotópicos del CBP y los obtenidos en rocas intrusivas jurásicas de las localidades de la península Vizcaíno, El Arco e Isla Cedros, con lo que se enriquece el examen petrogenético y se establecen las posibles relaciones entre los arcos jurásico y cretácico expuestos en el área de estudio.

### **3.2.1 Análisis comparativo regional**

Los plutones emplazados en la zona oeste (ZO) tienen edades variables desde  $102.4 \pm 1.5$  (La Rinconada) hasta  $128.1 \pm 2.1$  Ma (Punta Prieta), son metaluminosos de tipo I y sus rangos composicionales varían desde gabros de Cpx-Opx con texturas cumulíticas y pseudoestratificaciones de minerales ricos en Fe, Mg y Ca, dioritas de Cpx y Hbl, tonalitas de Hbl y Bt, granodioritas de Bt, hasta alcanzar la composición del granito, principalmente en diques, que representan fases tardías de la historia magmática de plutones discretos. El óxido de Fe-Ti dominante en la ZO es la magnetita de primera formación, cuya abundancia promedio es de ~3.8%. El contenido de SiO<sub>2</sub> tiene un promedio de 61.4% y rangos desde 46.3% hasta 78.9%, un valor de MgO# promedio de 35 y una razón promedio de Sr/Y= 11 (Tablas 5 y 6).

El límite entre las zonas oeste y transicional (ZT) en el sur del CBP se manifiesta por un cambio en la estructura y tamaño de los plutones, así como en la mineralogía y litología. Salvo el probable caso del plutón San Jerónimo, en la ZT los plutones son más grandes que los de la ZO, observándose que disminuye el contenido de minerales ricos en Fe, Mg y Ca. La plagioclasa modal es más sódica (oligoclasa) y los minerales máficos más abundantes son Bt y Hbl, además de que es notable la presencia de esfena como accesorio y los óxidos de Fe-Ti, principalmente ilmenitas, disminuyen hasta ~1% y es común en este tipo de plutones el desarrollo de lamelas de ilmenita en cristales de magnetita. Las rocas de la ZT grafican en el campo de los granitoides

peraluminosos de tipo S, sus composiciones varían principalmente de cuarzodiorita hasta granodiorita, con un contenido de  $\text{SiO}_2$  promedio de 67.7% y rangos desde 65.3% a 69.3%. Estos plutones son más jóvenes que los del oeste. Por ejemplo, la edad del plutón Compostela es de  $97.3 \pm 1.5$  Ma. Otra característica importante de los plutones de la ZT, es que la dirección del flujo magmático es clara, por lo tanto la textura de los intrusivos tiene una foliación más desarrollada comparado con las fábricas isotrópicas observadas en los plutones máficos del oeste.

Las diferencias entre el plutón San Pedro de la zona este (ZE) y los plutones de la ZT es menos evidente, sin embargo, la presencia de granate y muscovita observable en muestra de mano en el plutón San Pedro los distingue claramente. Son peraluminosos de tipo S y el rango composicional de las rocas es más restringido que en los plutones de la ZO. La cuarzodiorita sólo aflora en diques, la litología dominante es de granodiorita y granito, con contenidos de  $\text{SiO}_2$  promedio de 69.3%. En estas rocas la plagioclasa normativa es sódica ( $\text{An}_{40}\text{-An}_{10}$ ) y la presencia de muscovita primaria es una característica importante en estos intrusivos. La edad del plutón San Pedro ( $104.8 \pm 2.5$  Ma) es similar a la de los intrusivos de la zona transicional.

Los valores promedio del contenido geoquímico de las tres zonas están resumidos en la Tabla 4. El contenido de elementos compatibles FeO, MgO, Sc, CaO, V y Co es mayor en la zona oeste y decrecen hacia la zona este. El  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Sr, Nb, Ba y tierras raras ligeras incrementan su contenido de oeste a este. Como lo notado por Silver y Chappell (1988), algunos elementos traza presentan variaciones más significativas a través del CBP que los elementos mayores, por ejemplo, el V, Ba, Nb, La y Ce cambian de oeste a este por un factor cercano a 2.

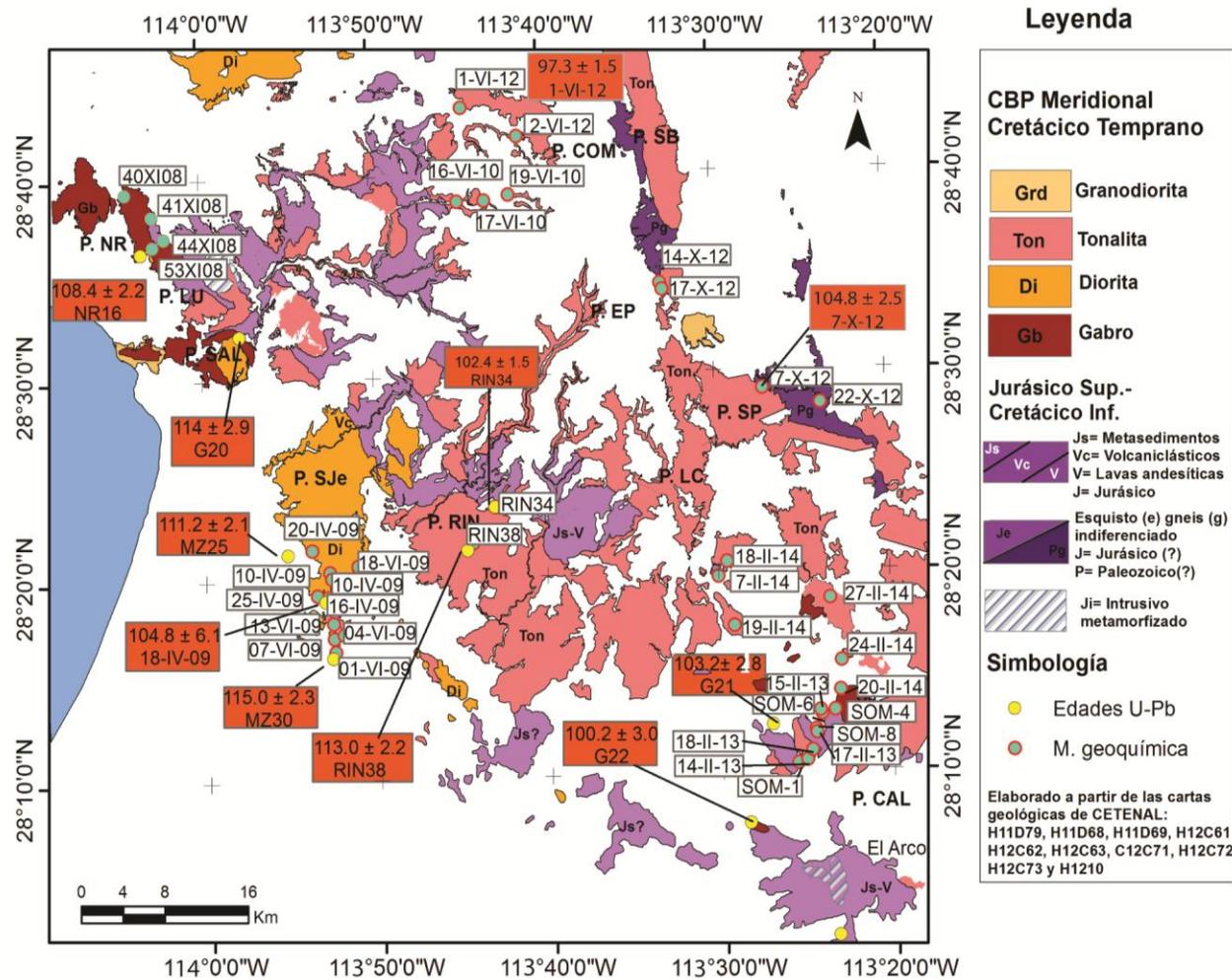


Figura 41. Ubicación de las muestras geoquímicas y de edades U-Pb del área de estudio. (G20, G21 y G22; Kimbrough et al., 2014). Muestras 40XI08, 41XI08, 44XI08 y 53XI08 (Peña-Alonso, 2012).

Los diagramas Harker para la mayoría de los óxidos de elementos mayores tienen un patrón relativamente lineal, aunque algunas dispersiones son comunes en las rocas con bajo contenido de  $\text{SiO}_2$  y alto contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{CaO}$  (Figura 42). Las distribuciones del  $\text{CaO}$  y el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  son especialmente lineales, reflejando el patrón de cristalización fraccionada de los magmas donde las fases minerales máficas, como el clinopiroxeno, plagioclasa cálcica y hornblenda dominan el sistema de cristalización (Figura 42a-b), lo que también está en concordancia con los minerales máficos dominantes en la moda de estas rocas. El  $\text{P}_2\text{O}_5$  no presenta patrones lineales definidos (Figura 42e), el máximo contenido de  $\text{P}_2\text{O}_5$  se observa en las muestras con contenido de  $\text{SiO}_2$  intermedio y decrece hacia las rocas con alto y bajo contenido de sílice reflejando la participación de apatita en las rocas. La mayoría de las muestras con contenido de  $\text{SiO}_2$  bajo en la zona oeste tienen valores bajos de  $\text{TiO}_2$  formando un patrón asimétrico (Figura 42d). En las gráficas  $\text{La}$  vs  $\text{Yb}$  y  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  vs  $\text{La}_N$  (Figura 42g-h) es evidente una separación del grupo de muestras de las zonas transicional y este de las rocas de la zona oeste principalmente.

La relación  $\text{Sr}/\text{Y}$  vs  $\text{Y}$  ha sido utilizado por Defant y Drummond (1990) para distinguir entre los magmas derivados de fusión de placa con alto contenido de  $\text{Al}$ , de los derivados de la fusión del manto. Las rocas de la zona oeste del CBP grafican en este diagrama dentro del campo de las rocas generadas a partir de fusión parcial de manto, mientras que las muestras provenientes de las zonas transicional y este tienen una tendencia hacia el aumento notable en la relación  $\text{Sr}/\text{Y}$  graficando en el campo de los fundidos provenientes de fusión de placa (Figura 43a-b). Los datos definen una marcada curva y esta variación en  $\text{Sr}/\text{Y}$  no puede ser atribuida a efectos de cristalización fraccionada. Este patrón curvo también ha sido observado por Gastil et al. (2014) en las rocas del plutón San Pedro Mártir con facies de muscovita-biotita y también lo asocian a diferencias en la fuente del magma (e.g. "*Archean TTG/slab melt*"; Figura 43b) y a diferentes porcentajes de fusión parcial.

Las gráficas de los valores de las REE normalizadas a condrita para cada una de las zonas muestran un enriquecimiento sistemático en las tierras raras ligeras de oeste a

este (Figura 44). El promedio de las REE de la zonas transicional y este son muy similares, pero existe una diferencia significativa entre los patrones de las zonas oeste y este (Figura 44d), similar a lo reportado por Gromet y Silver (1987), Todd et al. (2003), Morton et al. (2014), Kimbrough et al. (2014) y Gastil et al. (2014) para las rocas en el norte del CBP, en donde también se observa que las tierras raras ligeras La, Ce, Pr, Nd y Eu se incrementan de la zona oeste a este, y el Yb decrece de oeste a este.

Los gabros de 2 px de la zona oeste tienen un patrón promedio de REE con una tendencia casi plana en tierras raras ligeras hasta las tierras raras pesadas y una anomalía positiva de Eu (Figura 44a y d). El resto de las muestras del oeste están ligeramente enriquecidas en REE ligeras y tienen pequeñas anomalías negativas de Eu, especialmente en rocas con alto contenido en SiO<sub>2</sub>. Sin embargo su patrón característico sigue siendo subhorizontal y el enriquecimiento en REE es progresivo, hasta alcanzar 3 valores de condrita, siendo las rocas gabróicas las que tienen los valores más bajos de REE. En contraste, los patrones promedio de las zonas transicional y este están más enriquecidas en REE ligeras y empobrecidas en REE pesadas formando una pendiente más pronunciada en la tendencia general (Figura 44b-c).

Diferencias similares en los patrones de las distintas zonas también han sido documentadas recientemente en la parte norte del CBP (33° 30'N; sur de California) por Morton et al. (2014), en donde se interpreta que el decremento progresivo de Sc y el de REE pesadas desde la zona oeste hasta la zona este está relacionado con procesos de cristalización fraccionada en ambientes someros al oeste, hasta alcanzar procesos de diferenciación en medios mucho más profundos en la zona este, lo que asociaría en buena medida a la acreción magmática más pronunciada hacia el oriente (*underplating*).

Tabla 4. Valores promedio de la geoquímica de roca total de rocas intrusivas, se incluyen los promedios de algunas relaciones entre elementos traza y tierras raras. Los resultados están discriminados por zonas y regiones. Abreviaturas. ZO= Zona oeste, ZT= Zona transicional y ZE= Zona este.

	<b>Vizcaíno</b>	<b>ZO</b>	<b>ZT</b>	<b>ZE</b>
<b>SiO<sub>2</sub>*</b>	62.93	61	67.6	69.3
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>*</b>	16.78	15.9	16.4	15.5
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>*</b>	5.17	6.1	3.4	3
<b>MgO*</b>	2.72	3.3	1.3	0.9
<b>CaO*</b>	5.4	6.9	3.9	2.9
<b>Na<sub>2</sub>O*</b>	4.37	3.3	4.2	4.2
<b>K<sub>2</sub>O*</b>	1.2	1.2	1.7	2.4
<b>TiO<sub>2</sub>*</b>	0.53	0.58	0.44	0.38
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>*</b>	0.14	0.11	0.13	0.13
<b>MnO*</b>	0.08	0.1	0.05	0.04
<b>Sc</b>	11	22.4	6.4	4.4
<b>Be</b>	1.1	1.2	1.4	2
<b>V</b>	95.3	134.1	79	41.2
<b>Ba</b>	426.5	311.5	544.8	801.6
<b>Sr</b>	315.8	237.4	625	474.6
<b>Y</b>	15	21.5	6.4	8.4
<b>Zr</b>	121.4	120.6	82.8	119.6
<b>Cr</b>	328.7	368.6	332	448
<b>Co</b>	13.4	15.5	7	4.6
<b>Zn</b>	38.7	71	66	66
<b>Ga</b>	15.4	15.9	20	21
<b>Rb</b>	29.4	31	42.8	70.2
<b>Nb</b>	4.4	3.7	4.6	5.4
<b>Mo</b>	7	7.3	7.4	9.8
<b>Cs</b>	0.8	1.4	1.8	2.2
<b>La</b>	9.7	9	15.3	18.2
<b>Ce</b>	19.5	20.6	30.3	34.9
<b>Pr</b>	2.4	2.9	3.6	4
<b>Nd</b>	9.5	12.3	13.7	14.8
<b>Sm</b>	2.4	3.1	2.6	2.7
<b>Eu</b>	0.78	0.91	0.89	0.74
<b>Gd</b>	2.4	3.4	1.9	2.04
<b>Tb</b>	0.42	0.67	0.24	0.34
<b>Dy</b>	2.7	3.9	1.34	1.58
<b>Ho</b>	0.53	0.87	0.24	0.28
<b>Er</b>	1.6	2.4	0.62	0.76
<b>Tm</b>	0.24	0.39	0.08	0.11
<b>Yb</b>	1.7	2.5	0.6	0.76
<b>Lu</b>	0.29	0.38	0.11	0.13
<b>Hf</b>	2.7	3.4	2.2	3.12
<b>Ta</b>	0.31	0.33	0.34	0.48
<b>W</b>	1	1.2	1.6	2
<b>Th</b>	2	2.8	3.8	5.3
<b>U</b>	0.56	1	0.92	1.1
<b>Sr/Y</b>	21	11	97.6	56.5
<b>Zr/Hf</b>	44.9	34.9	36.3	38.3
<b>MgO#</b>	34.5	35	27.6	24.3
<b>Nb/Yb</b>	2.6	1.48	7.7	7.1
<b>La/Yb</b>	5.7	3.6	25.5	23.9
<b>Ta/Yb</b>	0.18	0.13	0.56	0.63
<b>La/Sm</b>	4	2.9	5.9	6.7
<b>Gd/Yb</b>	1.41	1.36	3.1	2.6

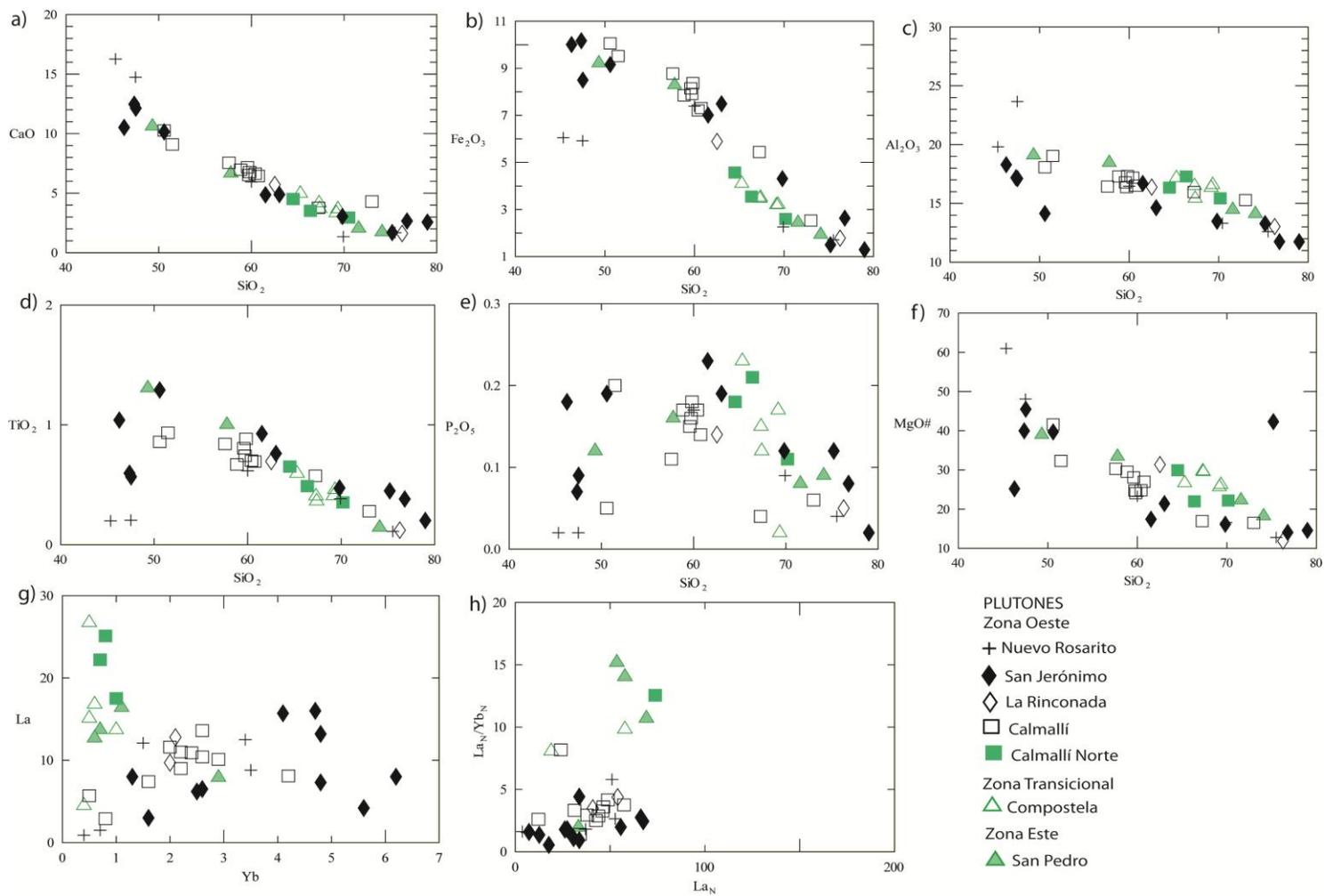


Figura 42. (a-e) Diagramas Harker de elementos mayores seleccionados. (f) SiO<sub>2</sub> (wt%) vs MgO#, donde MgO# = (MgO/(MgO+FeOT)\*100) y FeOT= fierro total. (g) La vs Yb (ppm). (h) La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> vs La<sub>N</sub>. El grupo de muestras analizadas incluyen rocas de plutones de la zona oeste, transicional y este.

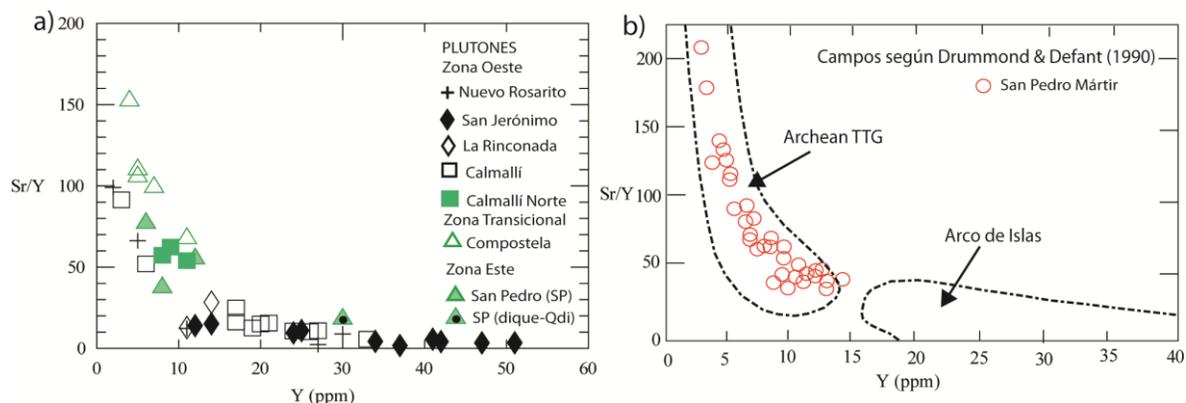


Figura 43. (a) Sr/Y vs Y (ppm) mostrando el patrón de distribución de las muestras de los plutones del sur del CBP. (b) Sr/Y vs Y (ppm) donde se muestran rocas del plutón San Pedro Mártir comparadas con los campos de tonalita-trondhjemita-granodiorita (TTG) del Arqueano y el campo de andesita-dacitioriolita de arco de islas (Gastil et al., 2014).

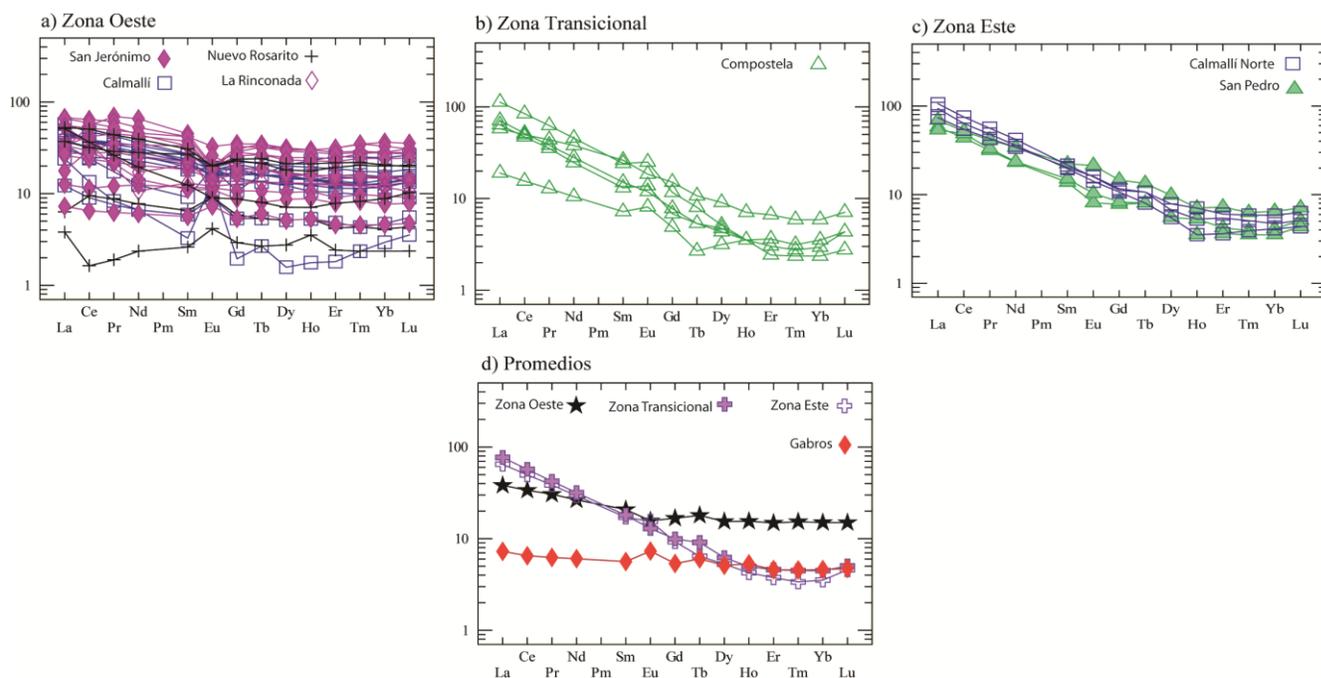


Figura 44. (a-c) Patrones de tierras raras (REE) normalizados a condrita según (Sun y McDonough, 1989) para cada una de las zonas del CBP. (d) Patrones promedio de REE para las zonas oeste, transicional y este del CBP, incluido el promedio de los gabros. Los análisis del plutón Nuevo Rosarito fueron realizados por Peña-Alonso (2012).

### 3.2.2 Isótopos de Samario y Neodimio de rocas intrusivas del sur del CBP

Los datos isotópicos de intrusivos cretácicos del sur del CBP provienen de 17 muestras distribuidas en el área de estudio como se indica en la Figura 45. El método analítico está descrito en el capítulo II de este documento. Los datos isotópicos de 6 muestras de las rocas intrusivas cretácicas del CBP y de 5 muestras jurásicas de la localidad de Isla Cedros fueron proporcionados por Bodo Weber (comunicación personal, 2015). También se incluyeron los datos de 10 muestras de la región de El Arco publicados en Weber y López-Martínez (2006) y se integraron tres muestras de la región de la península Vizcaíno. Se utilizaron 36 análisis de muestras, los cuales se presentan en la Tabla 5.

Los valores de  $\epsilon_{Nd}$  de las rocas de los plutones de la ZO, caracterizados por ser los intrusivos más viejos en el área de estudio se muestran en la Figura 45. Estas muestras tienen valores isotópicos poco variables, desde  $\epsilon_{Nd(102)}$  +5.3 en una tonalita del plutón La Rinconada, hasta  $\epsilon_{Nd(110)}$  +6.7 en una tonalita del plutón San Jerónimo, con un promedio  $\epsilon_{Nd(t)} = +6.1$  para los plutones de la zona oeste. Estos son los valores  $\epsilon_{Nd}$  inicial más positivos cuantificados en los intrusivos del sur del CBP, al norte del CBP (33°30'N) Kistler et al. (2014) reportan valores similares para las rocas de la zona oeste, interpretándolos como magmas con fuente derivada de un manto empobrecido.

Hacia el centro del CBP, las rocas del plutón Compostela, considerado un intrusivo con características marcadamente transicionales, tienen valores de  $\epsilon_{Nd(100)}$  variables entre +4.0 y -2.5 (promedio= +1.6), son valores más negativos que la de los plutones de la ZO y, el resultado sugiere que la posible fuente de estos magmas está más contaminada que la fuente de los intrusivos de la zona oeste. La muestra 17-VI-10 tiene un valor de  $\epsilon_{Nd(100)} = -2.5$  y es muy probable que su origen involucre la asimilación de corteza vieja (continental). Algo similar se observa en las rocas del plutón San Pedro (ZE), donde los valores de  $\epsilon_{Nd(100)}$  varían desde +1.6 hasta -1.8 (promedio= +0.4), siendo estos los resultados de  $\epsilon_{Nd(t)}$  más negativos encontrados en el área de estudio.

El decremento de  $\epsilon_{Nd}$  inicial desde ZO hasta ZE (con promedios de +5.8, +1.6 y +0.4, respectivamente) indican una progresiva incorporación de material de corteza vieja rica en Nd en los líquidos magmáticos.

Otra herramienta para evaluar la posibilidad de mezcla en los magmas se obtiene al elaborar la gráfica de  $^{147}Sm/^{144}Nd$  vs  $\epsilon_{Nd}$  (DePaolo, 1981). En la Figura 46 se puede observar que están incluidas las anfibolitas y basaltos almohadillados provenientes de la secuencia ofiolítica del basamento jurásico de la península Vizcaíno e Isla Cedros, las cuales se interpretan como tipo-MORB ( $\epsilon_{Nd} = +10$ ; DePaolo, 1988). Estas rocas podrían representar la fuente de los magmas del arco jurásico, de las cuales se puede observar la manera en que la fuente magmática de arco se ha ido mezclando progresivamente desde el oeste hacia el este con fuentes de corteza enriquecidas en Nd, como se interpretó también a partir del análisis de los elementos traza.

Las rocas intrusivas jurásicas de la península Vizcaíno e Isla Cedros tienen los valores de  $\epsilon_{Nd(165-150)}$  más positivos con un promedio de +8.4 y que, aunque existe un incremento en las relaciones isotópicas  $^{147}Sm/^{144}Nd$  (0.123 a 0.190) en este grupo de rocas, los valores de  $\epsilon_{Nd}$  no varían significativamente (Figura 46), lo cual sugiere que en los intrusivos jurásicos de Vizcaíno e Isla Cedros el proceso principal que rige la evolución magmática es el de cristalización fraccionada (FC) y que estas rocas jurásicas no están siendo afectadas por mezcla cortical. En la región de El Arco, donde también afloran rocas jurásicas, los valores isotópicos varían desde  $\epsilon_{Nd(165)} = +8.5$  (diabasa) hasta  $\epsilon_{Nd(165)} = +4.5$  (granodiorita). En la Figura 46 se observa que las diabasas de El Arco forman un grupo con valores más elevados de  $\epsilon_{Nd}$  y que llegan a traslaparse con el campo de las rocas intrusivas jurásicas de Vizcaíno e Isla Cedros, interpretándose que este comportamiento es distinto al de las granodioritas de la misma región (EA), las cuales forman un grupo separado al de las diabasas y tienen valores promedio de  $\epsilon_{Nd(t)} = +5.2$ , donde también es evidente que existen variaciones en los valores de  $\epsilon_{Nd(t)}$  aunque la relación  $^{147}Sm/^{144}Nd$  (0.114 a 0.125) se mantiene estable en todas las muestras de granodiorita. Lo anterior podría significar que el enriquecimiento de los magmas félsicos en esta zona se debe a un proceso de asimilación cortical (AFC).

Tabla 5. Concentraciones de Sm y Nd y composiciones isotópicas de roca total de muestras del área de Vizcaíno, El Arco y el Cinturón Batolítico Peninsular.\*= Bodo Weber (Comunicación personal, 2015), °= Weber y López-Martínez (2006).

Localidad	Muestra	Roca	Edad	Sm (ppm)	Nd (ppm)	147Sm/ 144Nd	147/144 2sig(m)%	143Nd/ 144Nd	143/144Nd 2sig(m)%	143Nd/ 144Nd	Epsilon Nd(t)
							std. Err.		std. Err.	(t)	
Isla Cedros*	CI0419	pillow	165	1.41	3.87	0.23599	0.0105	0.513161	0.0008	0.512906	9.4
Isla Cedros*	CI0420	pillow	165	1.40	3.84	0.23613	0.0125	0.513146	0.0008	0.512891	9.1
Isla Cedros*	CI0402	microgranito	165	4.52	15.40	0.19029	0.0387	0.513045	0.0006	0.512839	8.1
Isla Cedros*	CI0406	dique silíceo	165	4.42	15.77	0.18161	0.0211	0.513036	0.0006	0.51284	8.1
Isla Cedros*	CI0409	granodiorita	165	3.90	13.65	0.18550	0.0245	0.513030	0.0007	0.512829	7.9
Vizcaíno	8-VI-12	anfíbolita	150	3.04	8.18	0.24083	0.0059	0.513201	0.0007	0.512964	10.1
Vizcaíno	12-VI-12	cuarzodiorita	150	2.28	11.92	0.12386	0.0057	0.513029	0.0006	0.512908	9
Vizcaíno	7-VI-12	cuarzodiorita	150	1.90	8.63	0.14266	0.0053	0.513039	0.0008	0.512899	8.9
El Arco°	267-6	diabasa	165	5.31	20.19	0.15897	0.0100	0.512933	0.0003	0.512761	6.6
El Arco°	20-7	diabasa	165	5.11	19.63	0.15736	0.0100	0.513032	0.0003	0.512862	8.5
El Arco°	20-8	diabasa	165	5.44	21.26	0.15471	0.0100	0.513040	0.0003	0.512873	8.7
El Arco°	277-2	diabasa	165	8.04	29.12	0.16687	0.0100	0.512964	0.0003	0.512784	7
El Arco°	277-3	diabasa	165	9.01	32.77	0.16619	0.0100	0.512970	0.0003	0.512791	7.1
El Arco°	182-2	diabasa	165	4.50	15.57	0.17470	0.0100	0.512928	0.0003	0.512739	6.1
El Arco°	20-4	granodiorita	165	1.68	8.87	0.11426	0.0100	0.512840	0.0003	0.512717	5.7
El Arco°	20-5	granodiorita	165	1.69	8.91	0.11443	0.0100	0.512862	0.0003	0.512738	6.1
El Arco°	EAS-1	granodiorita	165	1.92	9.26	0.12502	0.0100	0.512818	0.0003	0.512683	5
El Arco°	EAS-1-II	granodiorita	165	2.03	10.02	0.12251	0.0100	0.512788	0.0003	0.512656	4.5
N. Rosarito*	NR-16	tonalita	108	4.64	14.98	0.20074	0.0164	0.512943	0.0008	0.512801	5.9
N. Rosarito*	18-X-07	tonalita	110	4.25	18.44	0.14954	0.0087	0.512761	0.0014	0.512653	3.1
N. Rosarito*	29-VII-06	tonalita	110	4.53	19.59	0.15006	0.0130	0.512845	0.0027	0.512737	4.7
San Jerónimo	MZ-25	tonalita	111	8.60	29.53	0.18885	0.0367	0.512974	0.0006	0.512837	6.7
San Jerónimo	MZ-30	tonalita	115	5.15	18.51	0.18035	0.0326	0.512959	0.0015	0.512823	6.5
San Jerónimo	25-IV-09	tonalita	110	5.02	16.34	0.19934	0.0044	0.512971	0.0006	0.512828	6.5
San Jerónimo	12-IV-09	gabro	110	2.04	6.66	0.19846	0.0049	0.512922	0.0008	0.512779	5.5
San Jerónimo	1-VI-09	diorita	110	6.35	25.96	0.15857	0.0033	0.512926	0.0006	0.512812	6.2
La Rinconada*	RIN-34	tonalita	102	3.48	14.87	0.15189	0.0105	0.512881	0.0005	0.51278	5.3
Compostela	16-VI-10	tonalita	100	4.21	19.72	0.13828	0.0043	0.512690	0.0010	0.512599	1.8
Compostela	17-VI-10	tonalita	100	5.42	23.19	0.09849	0.0059	0.512446	0.0007	0.512382	-2.5
Compostela	2-VI-12	granodiarita	100	1.12	5.11	0.14257	0.0053	0.512810	0.0009	0.512716	4
Compostela	1-VI-12	granodiarita	100	2.22	14.87	0.10274	0.0062	0.512749	0.0007	0.512681	3.4
San Pedro	14-X-12	granodiarita	100	2.43	12.37	0.12740	0.0039	0.512502	0.0009	0.512419	-1.8
San Pedro	17-X-12	cuarzodiorita	100	5.42	17.73	0.18338	0.0065	0.512865	0.0010	0.512745	4.6
San Pedro	22-X-12	cuarzodiorita	100	3.74	18.38	0.13207	0.0058	0.512658	0.0008	0.512571	1.2
San Pedro	7-X-12	granito	100	2.10	11.31	0.12016	0.0055	0.512670	0.0007	0.512592	1.6

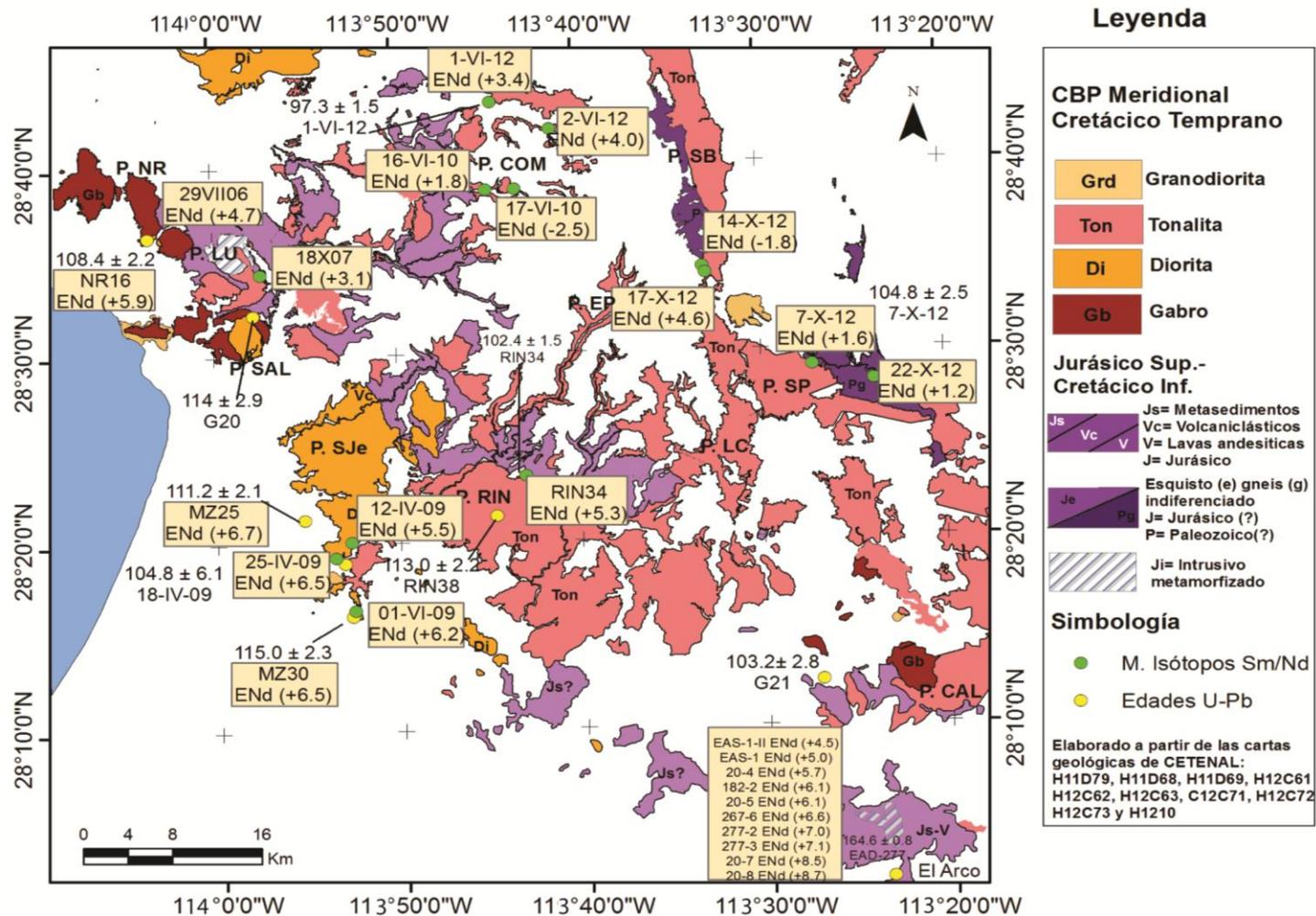


Figura 45. Ubicación de las muestras con análisis isotópico Sm/Nd y los resultados  $\epsilon_{Nd}$  para cada muestra. Los análisis isotópicos del plutón Nuevo Rosarito, La Rinconada y dos muestras de San Jerónimo (MZ25 y MZ30) fueron proporcionados por Bodo Weber (Comunicación personal, 2015). También se incluyeron los datos de 10 muestras de la región de El Arco publicados en Weber y López-Martínez (2006). Las edades U-Pb de las muestras G20 y G21 fueron tomadas de Kimbrough et al. (2015).

Aunque existen diferencias temporales entre el emplazamiento de los magmas de la región de El Arco (Jurásico) y los plutones de la zona oeste del CBP (Cretácico), no es evidente una separación con respecto a los valores isotópicos de  $\epsilon_{Nd(t)}$  entre los grupos de las rocas intrusivas (e.g. promedios = +5.5; ZW del CBP y +5.2 de El Arco). Lo que los diferencia es el proceso que rige la evolución del enriquecimiento en Nd pues, si se considera que las variaciones en las relaciones  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  en los magmas jurásicos de El Arco muestran señales de mezcla, los magmas del oeste del CBP, a partir de sus relaciones  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , indican que el proceso dominante es el de diferenciación por cristalización fraccionada, por lo menos en el plutón San Jerónimo (Figura 46; ZO). Esto también es evidente al analizar las líneas de evolución de Nd (Figura 47) de las rocas intrusivas de El Arco las cuales tienen tendencias que sugieren fraccionamiento a partir de un manto moderadamente empobrecido, con una ligera contaminación cortical, así como las líneas de evolución de las rocas jurásicas que cruzan a las del plutón cretácico San Jerónimo con líneas de evolución con tendencias muy primitivas.

Evidencia clara de incorporación o mezcla de los magmas del CBP se observa en los plutones Nuevo Rosarito, Compostela y San Pedro. El plutón Nuevo Rosarito tiene valores de  $\epsilon_{Nd(108)}$  desde +3.1 a +5.9 con una ligera variación en la razón  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (0.140 a 0.200), que puede ser explicado interpretando que son magmas producidos por diferenciación (fusión parcial?) de un manto empobrecido que ha sufrido contaminación por la incorporación baja, pero significativa, de material de corteza jurásica de arco, como lo observado e interpretado en los intrusivos de la zona oeste al norte del CBP (33°30'N) por Kistler et al. (2014) donde las rocas intrusivas tienen valores de  $\epsilon_{Nd}$  promedio de +6.

En los plutones de las zonas transicional y este es más evidente la asimilación de corteza más madura en los magmas, pues se llegan a alcanzar valores de  $\epsilon_{Nd(100)} = -2.5$  en el plutón Compostela (muestra 17-VI-10; Figura 45) y  $\epsilon_{Nd(104)} = -1.8$  en el plutón San Pedro (muestra 14-X-12; Figura 45). Las muestras de estos dos plutones tienen tendencias isotópicas que sugieren contaminación cortical (Figura 46). Esta interacción de los magmas con corteza vieja en los plutones de las zonas transicional y este,

también es evidente al obtener las líneas de evolución de Nd (Figura 47), donde las muestras 14-X-12 y 17-VI-10 tienen edades modelo  $T_{DM}$  de 800 Ma y 1.0 Ga, respectivamente, lo que sugiere mayor contaminación. Las posibles fuentes de material cortical en esta región del CBP incluyen a las secuencias mesozoicas de las rocas del arco Triásico-Jurásico (o detritos derivados de ellas; Kistler et al., 2014), o rocas del basamento proterozoico de la provincia de Caborca (Irriondo y Premo, 2003; Farmer et al., 2005).

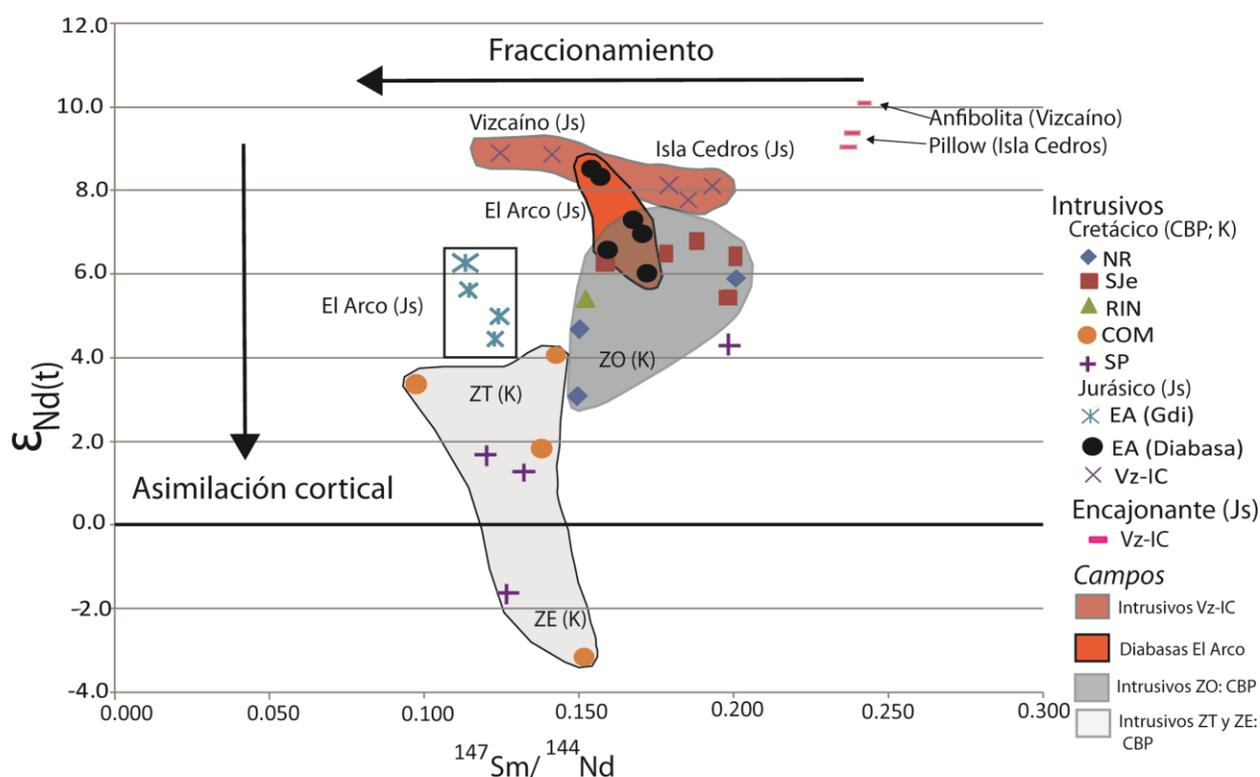


Figura 46. Diagrama de evolución magmática  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  vs  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  donde se graficaron datos de muestras con edades jurásicas de Isla Cedros, Vizcaíno y sierra El Arco, comparado con los resultados de las muestras cretácicas del sur del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP). Abreviaturas: NR= plutón Nuevo Rosarito, SJe= plutón San Jerónimo, RIN= plutón La Rinconada, COM= plutón Compostela, SP= plutón San Pedro, EA= El Arco, Vz= Vizcaíno, IC= Isla Cedros, ZO= zona oeste, ZT=zona transicional, ZE= zona este y Gdi= granodiorita. Js y K entre paréntesis significa la edad Jurásica y Cretácica de las zonas correspondientes. Los análisis isotópicos de Isla Cedros y de los plutones Nuevo Rosarito, La Rinconada y dos muestras de San Jerónimo (MZ25 y MZ30) fueron proporcionados por Bodo Weber (Comunicación personal, 2015). También se incluyeron los datos de 10 muestras de la región de El Arco publicados en Weber y López-Martínez (2006).

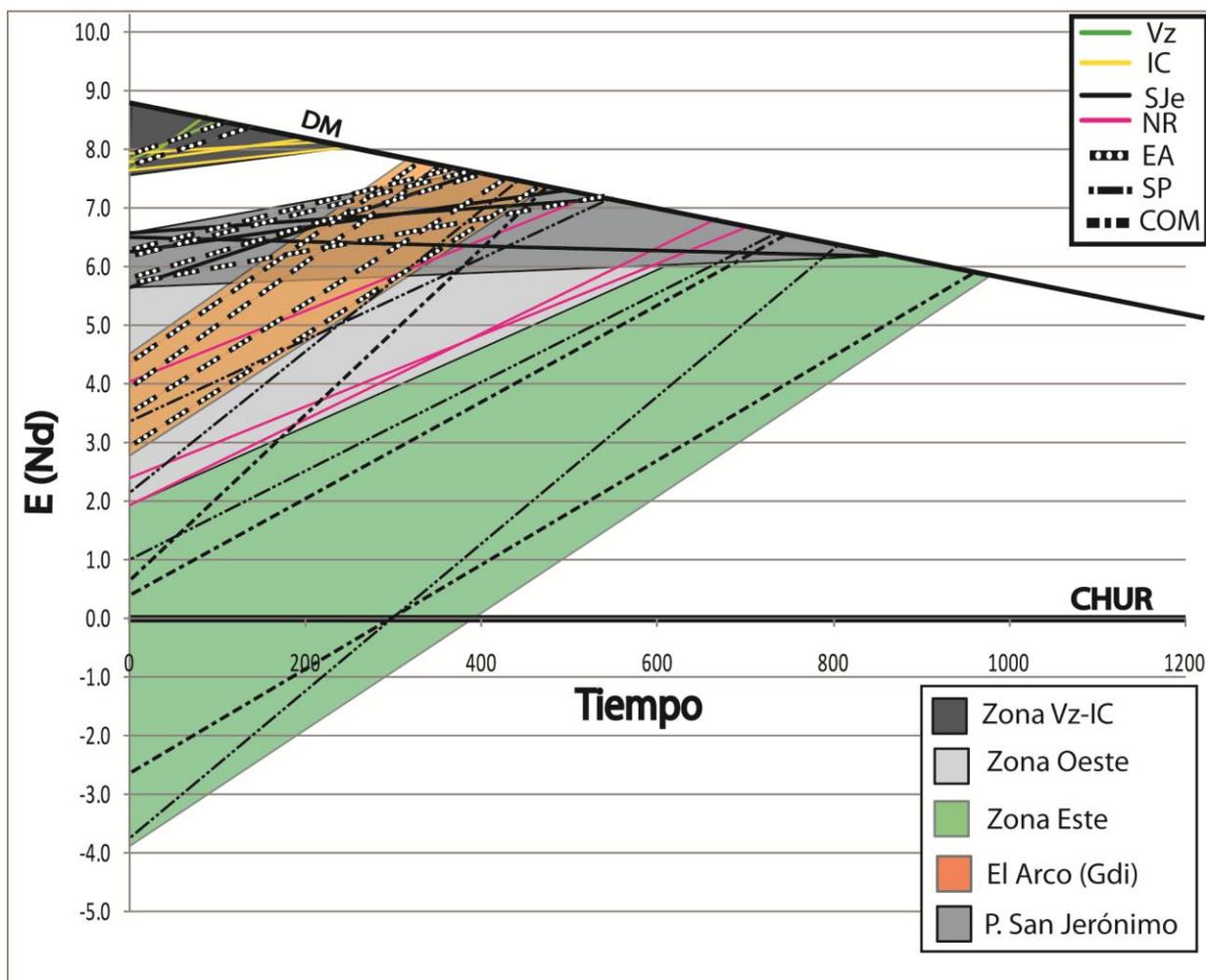


Figura 47. Líneas de evolución de Nd para rocas intrusivas del área de Isla Cedros, península Vizcaíno, sierra El Arco y las rocas pertenecientes al sur del CBP. DM, Línea de evolución de Nd del manto empobrecido según DePaolo (1981). Abreviaturas: Vz= península Vizcaíno, IC= Isla Cedros, SJe= plutón San Jerónimo, NR= plutón Nuevo Rosarito, EA= sierra El Arco, SP= plutón San Pedro, COM= plutón Compostela.

### 3.2.3 Fuente de los intrusivos Cretácicos del sur del CBP

Los valores  $\epsilon_{Nd}$  disminuyen de oeste a este, reflejando un decremento en componentes de manto y un incremento en componentes de corteza continental. Basándonos en este resultado se interpreta que para los intrusivos cretácicos de las diferentes zonas del sur del CBP: un  $\epsilon_{Nd(t)} = +6.1$  en la zona oeste sugiere una fuente en el manto empobrecido

con el involucramiento de corteza de arco oceánico en la evolución de los magmas, un  $\epsilon_{Nd(t)} = +1.6$  en los intrusivos de la zona transicional, sugiere que los fundidos producto de la fusión de un manto empobrecido se han mezclado con componentes de arco de islas y de corteza continental, por último un  $\epsilon_{Nd(t)} = +0.4$  en los intrusivos de la zona este, hace evidente una mezcla de los fundidos con una corteza de tipo continental principalmente.

Estas observaciones en las firmas isotópicas de los plutones también se reflejan en una progresión en el incremento de elementos incompatibles de oeste a este (e.g.  $K_2O$ , Nb, La, Nd, Rb, Ba y Th; Tabla 4) y el decremento en elementos compatibles (e.g. CaO, MgO, FeO y Sc; Tabla 4). Los diagramas Harker indican claramente que aunque la química es relativamente uniforme, los magmas que generaron los granitoides del este son diferentes a los que generaron los plutones del oeste (Figura 42).

El diagrama de discriminación Y+Nb vs Rb (Figura 48a; Pearce et al., 1984) muestra que todas las rocas del sur del CBP se ubican en el campo de los granitos de arco volcánico, donde la fuente exhibe una tendencia progresiva de los magmas hacia los granitos sin-colisionales, pero sin alcanzar nunca ese campo.

Basándonos en la correlación que existe entre el incremento de alcalinidad con respecto a la profundidad de la generación de los magmas, las variaciones en los diagramas indican que la fuente de los magmas de la parte sur del CBP es distinta en el oeste con respecto a los del este. El contenido de  $K_2O$  y  $Na_2O$  se incrementa de oeste a este y las tendencias en el diagrama QFP (cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa; Figura 48b) indican una diferenciación con dominio de facies minerales cálcicas en la parte oeste del batolito. Esta tendencia se refleja también al graficar las muestras en el diagrama MALI (índice de alcalinidad modificado; Figura 48c), en donde las muestras con menor contenido de  $SiO_2$  de la zona oeste caen en el campo cálcico, que son las zonas de augita, hornblenda y labradorita definidas por Frost et al. (2008). En el mismo diagrama las muestras de composición intermedia están dentro del límite definido para las rocas del CBP, siguiendo una distribución paralela a las líneas que delimitan el campo entre las rocas cálcicas y las calcoalcalinas conforme aumenta su

contenido en  $\text{SiO}_2$ , lo que según Frost et al. (2001), es típico en rocas de arco magmático que han sufrido procesos de cristalización fraccionada. Sin embargo, es notable que las muestras de las zonas transicional y este aumentan en su contenido de álcalis y que algunas de estas muestras caen preferentemente en el campo de las rocas peraluminosas de tipo-S (Figura 48d), una característica de los plutones tipo La Posta (Wallawender et al., 1990).

Las relaciones Nb/Yb son relativamente uniformes en las muestras de los plutones del oeste, donde la mayoría tienen valores menores a 2 (Figura 49a) y no aumentan con el incremento de  $\text{SiO}_2$ . En contraste, los valores de Nb/Yb en las zonas transicional y este son dispersos y tienen rangos entre 4.5 y 12, principalmente. Los valores promedio de Ta/Yb y La/Yb al igual que el Nb/Yb, se incrementan de oeste a este (Figura 49b, c y d), como han sido documentadas en las rocas intrusivas del norte del CBP por Morton et al. (2014) quienes lo atribuyen a la progresiva interacción de los magmas con corteza continental.

Los diagramas de REE pueden también ser utilizados para evaluar la profundidad a la cual se han generado los fundidos. Se ha estimado que los coeficientes de partición del granate cambian en tres órdenes de magnitud entre las tierras raras ligeras y las pesadas cuando el magma cristaliza por debajo de la presión de estabilidad del granate (10-12 kbar; Moyen y Stevens, 2006), por lo tanto, la suave pendiente de los patrones de REE en las rocas de la zona oeste (Figura 44a) indican que la cristalización debió ocurrir a profundidades menores a los 30-35 km y que los patrones de REE de los plutones de las zonas transicional y este que tienen pendientes relativamente más pronunciadas que los del oeste, indican profundidades mayores de cristalización.

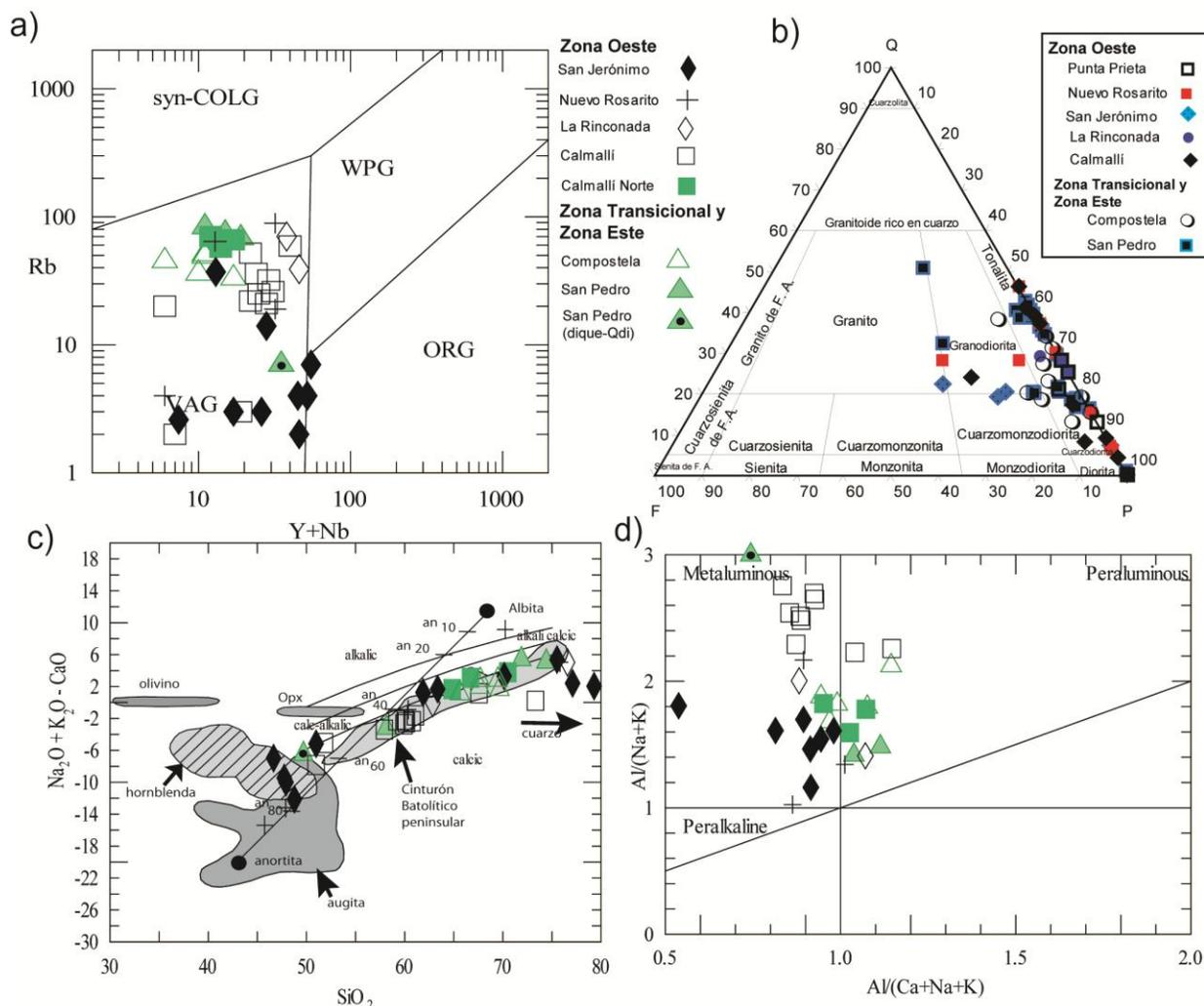
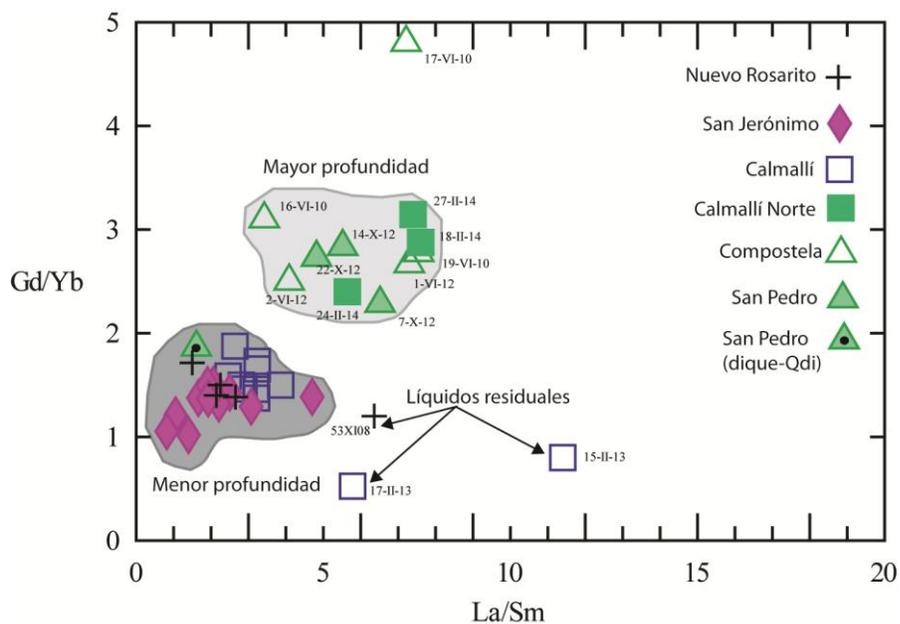
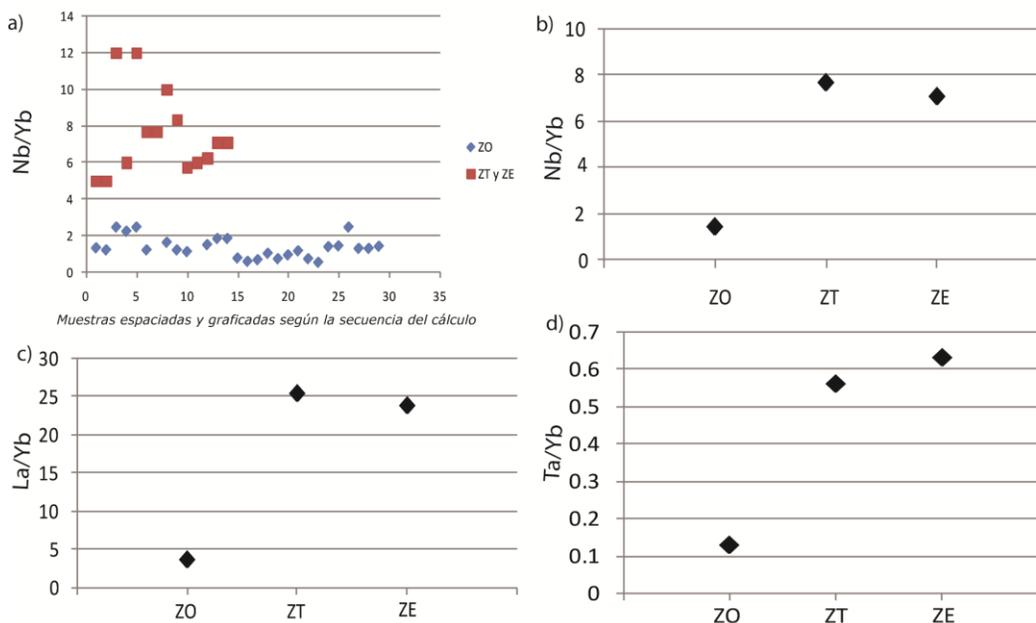


Figura 48. (a) Diagrama de discriminación  $Rb/(Y+Nb)$  para granitos (Pearce et al., 1984). VAG = granitos de arco volcánico, SCG = granitos sincolisionales, WPG = granitos de intraplaca, ORG = granitos de dorsal oceánica. (b) Diagrama QAPF para rocas plutónicas (LeMaitre, 2002), que muestra la clasificación modal del conjunto de rocas del sur del CBP. (c) Diagrama (MALI)  $(Na_2O + K_2O - CaO)/SiO_2$ , mostrando la contribución de fases minerales en la distribución de las muestras y el campo de los intrusivos del Cinturón Batolítico peninsular según Frost et al. (2008). (d) Diagrama del índice de saturación de Aluminio (Shand's - index). Las muestras del plutón Nuevo Rosario fueron tomadas de Peña-Alonso (2012).



También los valores de las relaciones entre tierras raras ligeras y tierras raras pesadas como Gd/Yb y La/Sm, respectivamente, pueden ser utilizados para estimar la profundidad pues los valores de Gd/Yb tienden a incrementarse con la profundidad de la fuente del magma, y los valores de La/Sm con el fraccionamiento (Morton et al., 2014). En la gráfica de la Figura 50 se observa que los valores de Gd/Yb de las rocas de la zona oeste es menor a 2 y que casi todos las razones de las rocas de la zona transicional y este así como algunas muestras de la parte norte del plutón Calmallí son mayores a 2, indicando una fuente de magma más profunda. Los valores promedio de La/Sm para las rocas de la zona oeste es de ~2.9 y estos valores aumentan hasta ~6.7 en la zona este.

Las relaciones de Sr/Y manifiestan el efecto del fraccionamiento de la plagioclasa y el granate en zonas de subducción (Morton et al., 2014). La cristalización fraccionada en zonas de estabilidad de granate, donde la plagioclasa es menos estable, separa el granate (Y) y las tierras raras pesadas del líquido residual, empobreciendo el fundido en Y. En el sur del Cinturón Batolítico Peninsular, el contenido de Y en la zona oeste tiene un promedio de ~21.5 ppm, decrece hasta ~6.4 en la zona transicional y hasta ~8.4 en la zona este. Por otra parte, la cristalización fraccionada a profundidades someras, donde la plagioclasa es estable y el granate inestable, la plagioclasa se separa junto con el Sr y Eu del líquido empobreciéndose el residuo del fundido en Sr. Las concentraciones de Sr en la zona oeste tiene un promedio de ~237 ppm, hasta ~653 ppm en la zona transicional y ~474 en la zona este. Con base en lo anterior, se interpreta que procesos de diferenciación somera produjeron los magmas de la zona oeste con valores de Sr/Y bajos (~11; Figura 43a), que no son muy distintos a los reportados por Morton et al. (2014) para la zona oeste del norte del CBP, donde las relaciones de Sr/Y son de 13.6. En contraste, los procesos de diferenciación que produjeron los magmas de las zonas transicional y este debió llevarse a cabo a niveles más profundos, dando como resultado valores de Sr/Y promedio de hasta ~97.6 en la zona transicional y de ~56.5 en la zona este.

## 4. Características estructurales de los plutones cretácicos y jurásicos

Con la finalidad de identificar la influencia de las rocas encajonantes en la distribución y geometría de los plutones de la zona occidental, transicional y este de la parte sur del Cinturón Batolítico Peninsular, se efectuaron mediciones de foliación magmática y planos de cizalla en las rocas plutónicas. De los ocho plutones analizados en este trabajo, se muestran las mediciones y recorridos en todos ellos, excepto en de los plutones Nuevo Rosarito documentado en (Peña-Alonso et al., 2012), La Rinconada (Avilez-Serrano, 2012) y Punta Prieta. En este último sólo se hicieron recorridos en las periferias durante el muestreo paleomagnético, cuyos resultados aparecen en el apartado correspondiente. Por lo expuesto, el análisis estructural de los plutones documentados en este trabajo se concentra principalmente en los plutones cretácicos San Jerónimo, Compostela, San Pedro, Calmallí y el plutón jurásico San Roque en la península Vizcaíno.

### 4.1 Estructuras del plutón San Jerónimo

En el plutón San Jerónimo (SJe), a partir del estudio realizado por Torres-Carrillo (2010) se identificaron cinco unidades litológicas principales las cuales son: 1) gabro de 2px, diorita de Hbl-Cpx y diorita de Cpx-Hbl-Bt; 2) cuarzodiorita; 3) tonalita y diques aplíticos de la misma composición; 4) granodiorita; 5) diques de óxidos de Fe.

El plutón de SJe se caracteriza por mostrar una geometría de fracturas asociadas con el desarrollo de estructuras anidadas debido a la recurrencia de pulsos magmáticos. Los *plugs* tonalíticos que intrusionan a la masa máfica están alineados siguiendo zonas de fracturas con dirección NE-SW, lo cual es relevante porque diques de magnetita (magnetita > 90%) de más de 1 km de longitud están emplazados siguiendo el mismo patrón estructural (Torres-Carrillo et al., 2011).

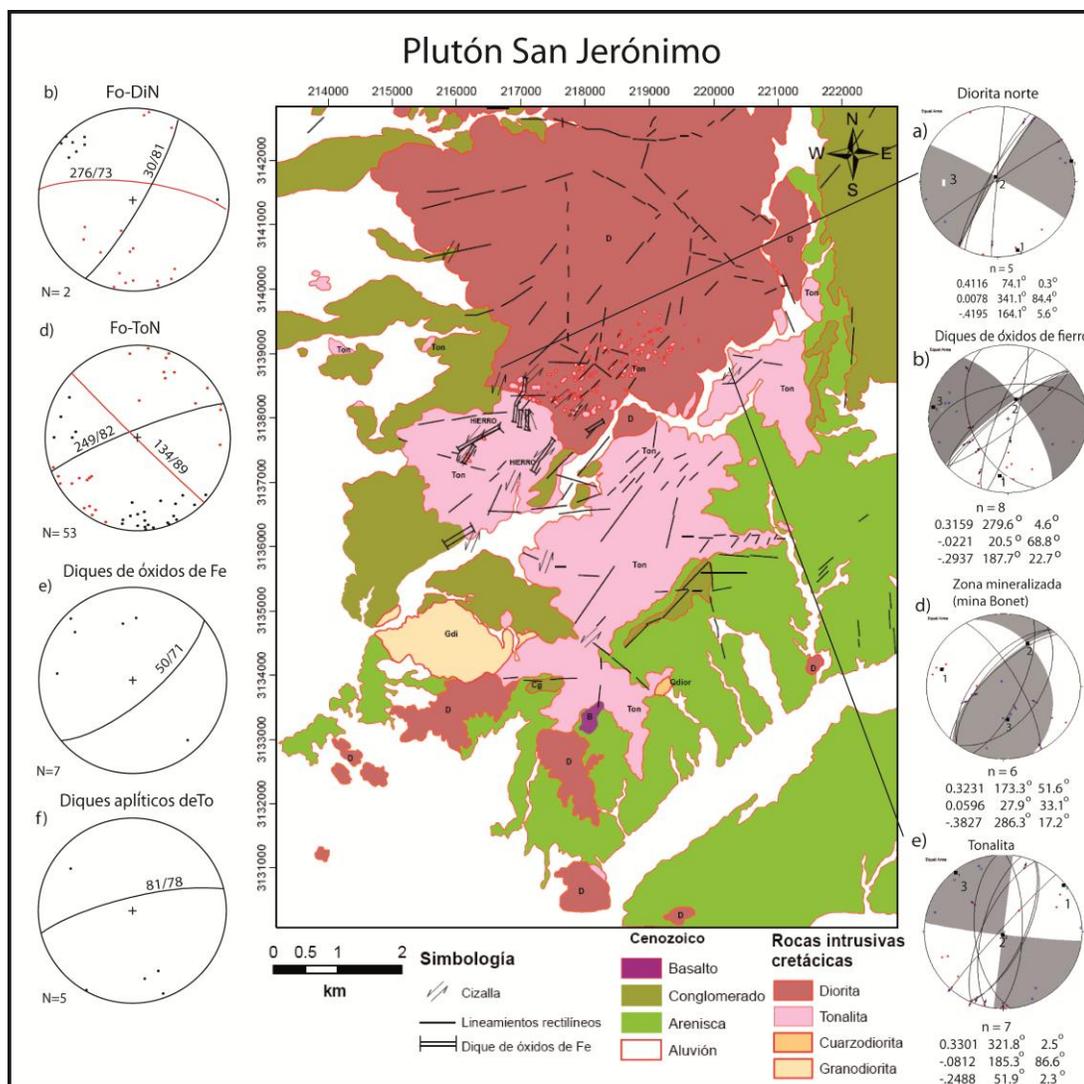


Figura 51. Mapa geológico indicando la foliación magmática, lineamientos y los estereogramas respectivos según la proyección de Schmidt, indicando los planos promedio de las foliaciones y las direcciones de los diques que afloran en el área. También se muestra el resultado del análisis cinemático de los planos de cizalla del plutón San Jerónimo. En cada gráfica se representan los planos de falla y la lineación de sus estrías. Los números 1, 2 y 3 dentro de las gráficas representan el eje de extensión máxima, el eje intermedio de deformación y el eje de acortamiento máximo, respectivamente. El número de datos o mediciones realizadas está representado por "n". Para cada uno de los gráficos la columna de la izquierda representa los eigenvalores y las columnas del centro y derecha representan el azimut e inclinación, respectivamente. También se representan los ejes P (círculos rojos) y T (cuadros azules) para cada una de las fallas. Abreviaturas: Fe= Hierro; n= Número de datos.

Se midió la foliación magmática a partir del arreglo cristalino de plagioclasas, hornblendas y biotitas, principalmente y, ocasionalmente, la orientación de enclaves elongados. La foliación en las rocas gabro-dioríticas tiende a ser ortogonal. El primer grupo de datos define un plano promedio orientado  $30^{\circ}/81^{\circ}$  (Figura 51a), correspondiente a las zonas periféricas del noroeste del cuerpo gabro-diorítico, mientras que el grupo perpendicular al anterior está definido por el plano promedio  $276^{\circ}/73^{\circ}$ , que corresponde a la actitud de la foliación de la parte sur del mismo cuerpo. Los patrones de foliación en la tonalita son distintos. En este cuerpo se observan dos grupos principales de foliación con arreglo ortogonal (Figura 51b); uno se orienta  $249^{\circ}/82^{\circ}$ , mientras que el otro plano de foliación promedia  $132^{\circ}/89^{\circ}$ . Por la relación con las fracturas verticales se deduce que la dirección principal de flujo de este magma tonalítico es NE-SW, lo cual coincide con la orientación de los diques aplíticos de composición tonalítica y la de los diques de óxidos de Fe (Torres-Carrillo et al., 2011; Figura 51c y d).

En otro nivel de estructuras, se reconocieron cinco zonas con desarrollo de superficies con estrías que indican deformación en ambiente frágil. Dos de ellas están en los márgenes oriental y occidental del cuerpo gabro-diorítico y, las tres restantes, se desarrollan en los diques de Fe. En la zona de falla del occidente del cuerpo gabro-diorítico se midieron cinco planos de cizalla. El análisis cinemático de estos cinco planos muestra un eje de acortamiento máximo subhorizontal  $164^{\circ}/6^{\circ}$  y un eje de extensión máximo horizontal  $74^{\circ}/0^{\circ}$  que correspondería a una zona de cizalla con movimiento lateral izquierdo (Figura 51e). En todos los diques de Fe emplazados en la tonalita se identificaron planos con estrías casi paralelos. Los más notables tienen un rumbo general  $50^{\circ}$  y una inclinación predominante hacia el SE con ángulos variables entre  $52^{\circ}$  y  $83^{\circ}$ . El resultado del análisis cinemático muestra un eje de acortamiento máximo orientado  $188^{\circ}/23^{\circ}$  y un eje de extensión máximo casi horizontal en  $280^{\circ}/5^{\circ}$ . Como se observa en la Figura 51f, los planos nodales son  $326^{\circ}/71^{\circ}$  y  $232^{\circ}/78^{\circ}$ , lo cual indica, como en el caso de la zona de cizalla en el occidente de la diorita, que el movimiento es lateral izquierdo.

En un frente de diques de fierro se midieron seis planos estriados en una cata de exploración minera, y del análisis cinemático de ellos se obtuvo un eje de acortamiento máximo orientado  $286^{\circ}/17^{\circ}$  y un eje de extensión máximo en  $173^{\circ}/52^{\circ}$ ; los planos nodales se orientan  $326^{\circ}/71^{\circ}$  y  $231^{\circ}/78^{\circ}$  (Figura 51g). Dichas orientaciones muestran una dirección del esfuerzo compresivo máximo perpendicular a las tres soluciones anteriores, el cual puede resultar del empuje del cuerpo tonalítico más joven contra la masa diorítica más antigua. En el extremo oriental del cuerpo gabro–diorítico, se mapeó una amplia zona de falla lateral izquierda cuyos planos con estrías se observan por más de 100 m a lo ancho de la zona de falla. El análisis cinemático de esa zona muestra que los ejes compresivo y de extensión máximos se orientan según  $52^{\circ}/2^{\circ}$  y  $321^{\circ}/2^{\circ}$ , respectivamente (Figura 51h). La diferencia principal entre las zonas de cizalla de los diques de fierro asociadas con su emplazamiento y esta última zona de falla de grandes dimensiones que pone en contacto dos unidades litológicas principales, es que su naturaleza es tectónica.

## 4.2 Estructuras del plutón Calmallí

Con base en el trabajo de Caballero-Ramírez (2014), se reconocen cinco unidades litológicas principales que componen a este plutón de estructura anidada y zonada: 1) gabros de 2px y dioritas; 2) cuarzodioritas Bt-Hbl; 3) tonalitas de Hbl-Bt; 4) granodioritas Bt-Hbl y 5) granitos de Bt-Ms.

El análisis de la foliación magmática del plutón Calmallí (CAL) muestra dos patrones de flujo distintos. Al noroeste del plutón CAL, donde aflora la unidad granodiorítica de Bt-Hbl (Figura 52a), los patrones de la foliación magmática tienen un rumbo NW-SE ( $325^{\circ}/82^{\circ}$ ), mientras que hacia el noreste, donde se identificaron rocas de composición granítica, la dirección de la foliación cambia a un rumbo NE-SW ( $243^{\circ}/85^{\circ}$ ; Figura 52c). Dicha dirección está calculada con pocos datos (11) por lo que no es tan robusta como la dirección de la foliación magmática hacia el NW, sin embargo, en la parte central del plutón CAL, donde aflora el núcleo gabroico-diorítico y rocas cuarzodioríticas de Bt-Hbl se obtuvo un mayor número de direcciones de flujo similares a las direcciones

observadas en la parte noreste ( $243^{\circ}/84^{\circ}$ ; Figura 52d), por lo tanto se puede decir que el patrón de flujo hacia el NE es característico de la parte centro y este del plutón. El segundo grupo de foliaciones dirigido hacia el NW-SE ( $160^{\circ}/86^{\circ}$ ; Figura 52b) domina la parte oeste del plutón. Las foliaciones dirigidas hacia el NW son paralelas al sentido de la foliación por deformación de la roca encajonante en la zona de las sierras El Veteado y El Arco, la cual tiene un plano promedio  $307^{\circ}/73^{\circ}$ , mientras que la foliación de la roca encajonante en la zona central y norte del plutón Calmallí tienen una foliación dirigida hacia  $280^{\circ}/69^{\circ}$  y  $110^{\circ}/87^{\circ}$ . Estas relaciones entre la foliación por deformación de la roca encajonante y la foliación magmática del plutón sugieren que las diferencias entre los dos patrones de foliación magmática están influenciados por las estructuras de la roca encajonante, las cuales determinan la dirección de emplazamiento del plutón.

### **4.3 Estructuras del plutón Compostela**

El plutón Compostela (COM) es un cuerpo muy homogéneo, petrográficamente las rocas que lo constituyen se clasifican como cuarzodioritas, tonalitas y granodioritas de grano grueso. En el plutón COM se midió foliación magmática en las rocas intrusivas a partir de la orientación de minerales máficos y en algunos casos de los enclaves elongados.

El análisis de la foliación magmática de este plutón muestra patrones de flujo muy homogéneos, sobre todo en la parte sur del cuerpo (Figura 53c,d,e). Con excepción de la foliación en el borde noroeste del plutón, en donde se define un plano promedio orientado al NE-SW ( $44^{\circ}/77^{\circ}$ ; Figura 53a). Un segundo grupo de foliaciones al noroeste del intrusivo tiene un patrón de flujo perpendicular al anterior y está definido por un plano promedio en  $327^{\circ}/77^{\circ}$  (Figura 53b). El análisis de las foliaciones en la parte suroeste, centro y sureste de del plutón COM arroja un resultado más homogéneo del flujo del intrusivo mostrando una marcada tendencia NW-SE con promedio de  $162^{\circ}$  (Figura 53f). La foliación magmática promedio está bien definida en dirección  $344^{\circ}/83^{\circ}$ , la cual es paralela a los planos de foliación por deformación de la roca encajonante

cuya orientación promedio es de  $322^{\circ}/78^{\circ}$ , similar a los límites del cinturón tectonoestratigráfico.

#### 4.4 Estructuras del plutón San Pedro

La composición del plutón San Pedro (SP) varía desde granodiorita a granito y contiene diques cuarzodioríticos. Se observaron también pegmatitas de turmalina en la unidad granítica hacia la parte sureste de SP y, además, se identificaron fases pegmatíticas de Hbl-Bt cortando a la unidad granodiorítica en el norte.

En la unidad granítica del plutón SP se midieron fallas con desplazamiento lateral derecho con planos nodales en  $222^{\circ}/63^{\circ}$  y  $323^{\circ}/70^{\circ}$  (Figura 54a). Estas fallas se asocian con las el fracturas y el movimiento del magma en estado de "mesh" que originaron estos planos de deformación tardía durante el emplazamiento del plutón. El plano principal de desplazamiento de este tipo de fallas coincide con la dirección de la foliación magmática del plutón que se orienta hacia el NW-SE (Figura 54b). Anteriormente se mencionó la presencia de rasgos de permeación del plutón en la roca encajonante y, por esta razón, en la Figura 54 se incluyen las soluciones cinemáticas de los planos de falla y de la foliación por deformación de la roca encajonante, donde se puede observar que existe una relación clara entre la foliación de la roca encajonante hacia el NW-SE ( $326^{\circ}/56^{\circ}$ ; Figura 54c) y la dirección de emplazamiento del plutón. La roca encajonante también está afectada por zonas de fallas inversas con un plano nodal principal orientado hacia  $310^{\circ}/30^{\circ}$  (Figura 54d) y estructuras de pliegues recumbentes con planos axiales orientados E-W.

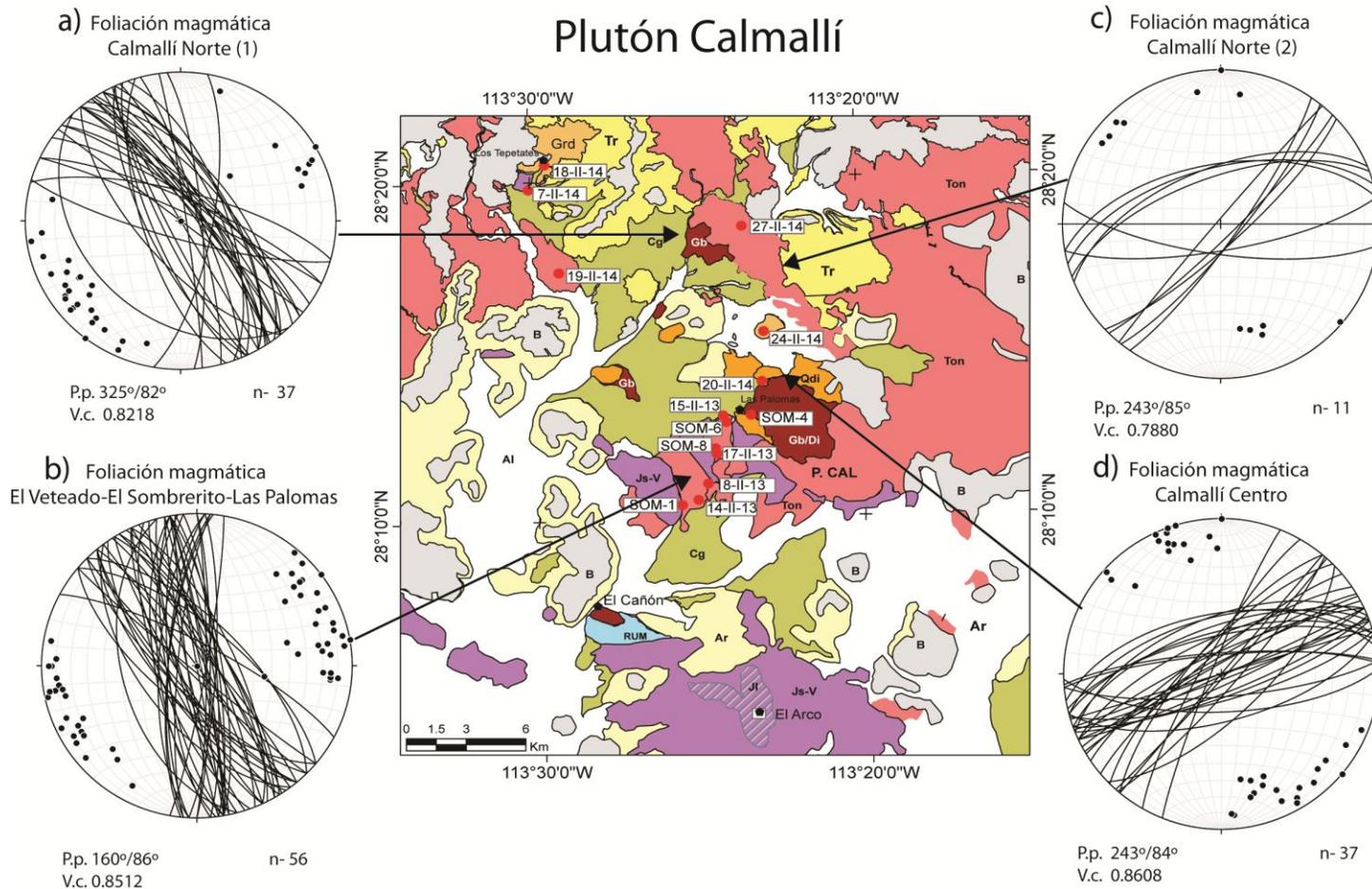


Figura 52. Estereogramas de la foliación magmática del plutón Calmallí. Se muestran los planos y sus polos representados por los círculos sólidos. Abreviaturas; P.p.= Plano principal; V.c. = Valor de correlación; n= Número de datos graficados en cada estereograma. La simbología litológica y clave de las muestras se presenta en la Figura 20.

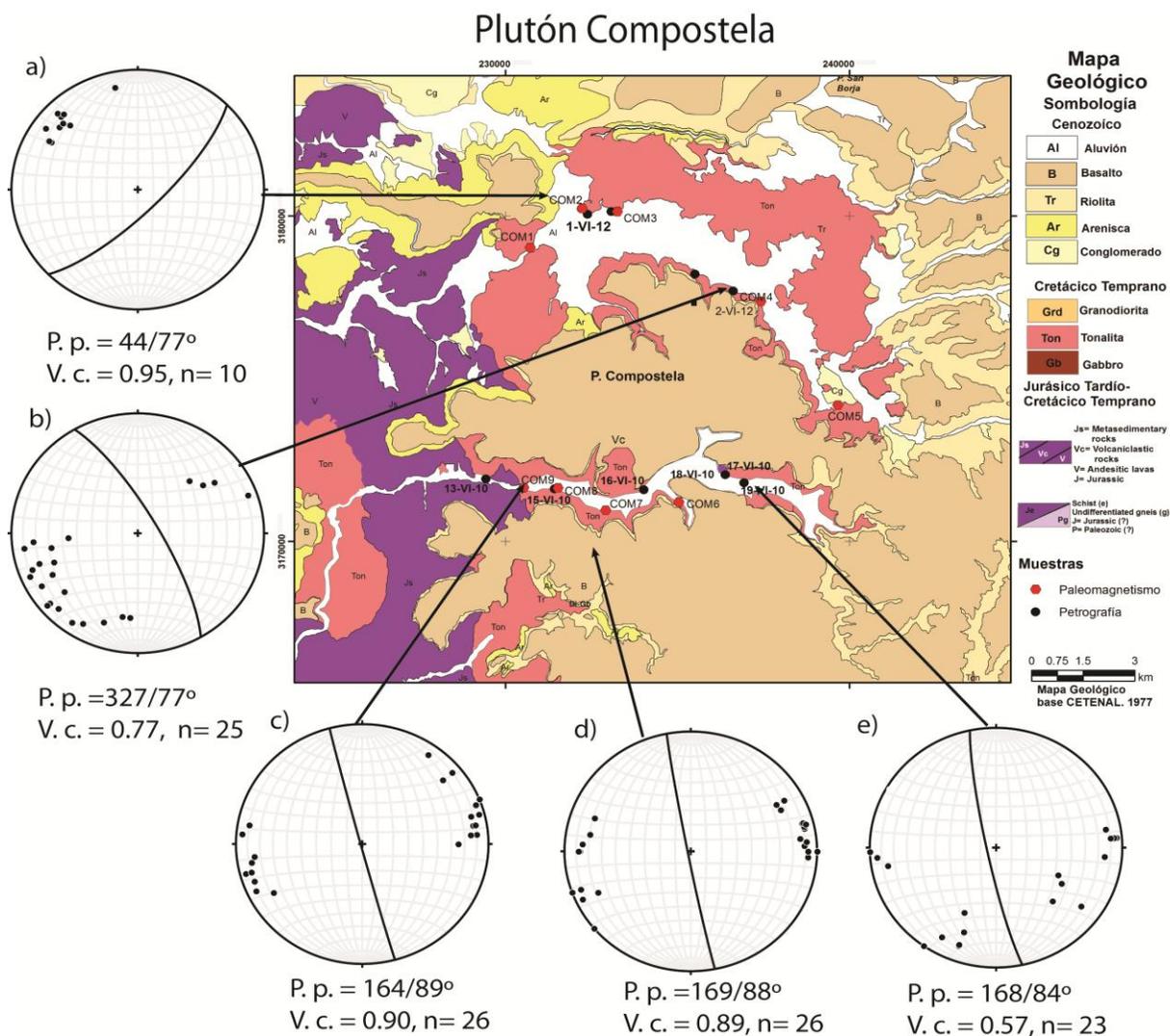


Figura 53. Estereogramas de la foliaci6n magm6tica del plut6n Compostela. Los polos a partir de los cuales se calcul6 el plano principal est6n representados con c6rculos s6lidos. Abreviaturas; P.p.= Plano principal; V.c.= Valor de correlaci6n; n= N6mero de datos graficados en cada estereograma.

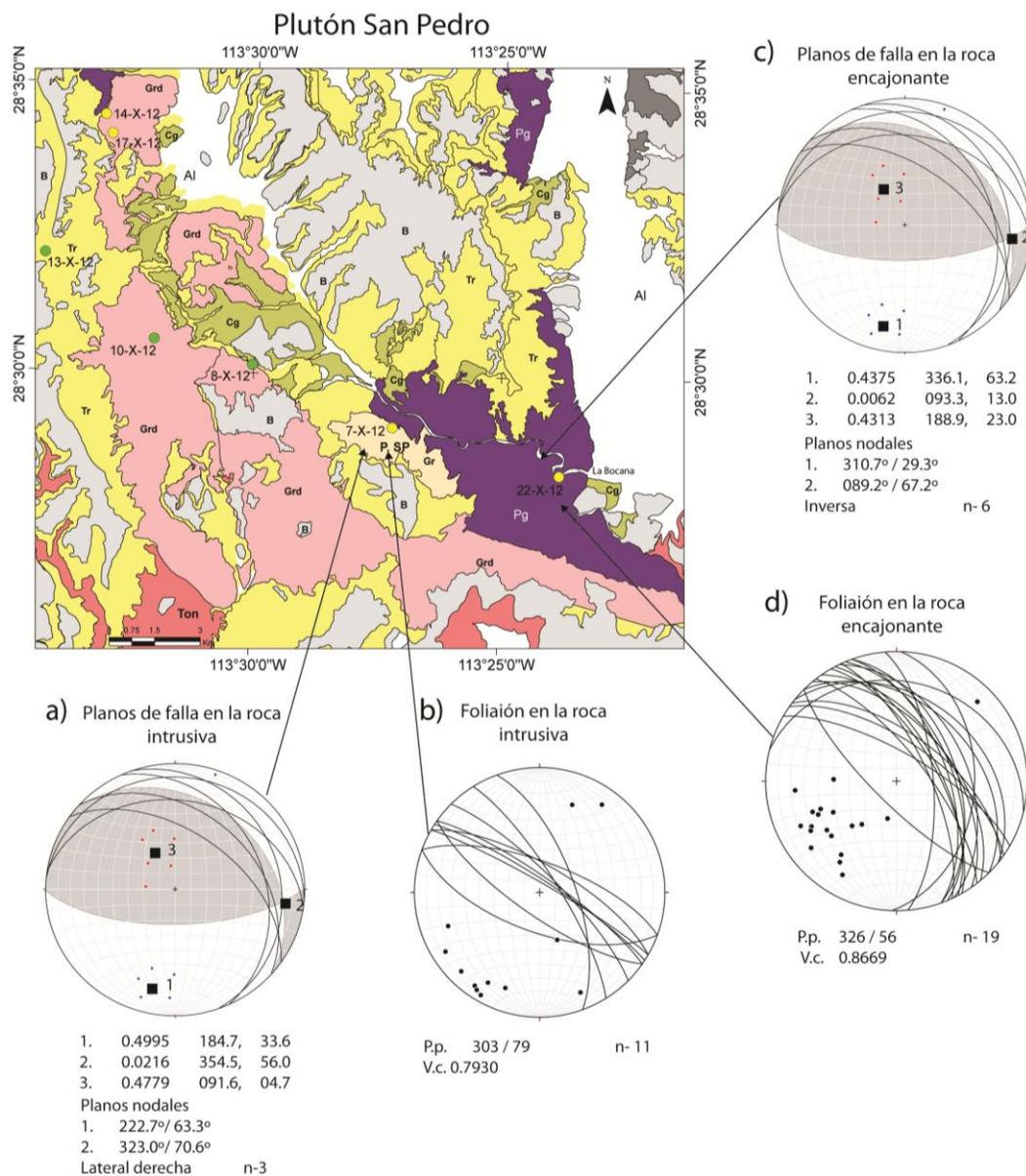


Figura 54. Resultados de la foliación magmática, estereogramas según la proyección de Schmidt, indicando los planos de las foliaciones y sus polos. También se muestra el resultado del análisis cinemático de los planos de falla en el plutón San Pedro y de la roca encajonante. En cada gráfica se representan los planos de falla. Los números 1, 2 y 3 dentro de las gráficas representan el eje de extensión máxima, el eje intermedio de deformación y el eje de acortamiento máximo, respectivamente. Para cada una de los gráficas la columna de la izquierda representa los eigenvalores y las columnas del centro y derecha representan el azimuth e inclinación, respectivamente. También se representan los ejes P (círculos rojos) y T (cuadros azules) para cada una de las fallas. Abreviaturas: P.p.= Plano promedio; V.c.= Valor de correlación; n= Número de datos. La simbología litológica y clave de las muestras se presenta en la Figura 30.

## 4.5 Estructuras del plutón San Roque

En el plutón San Roque (SR) tiene las dimensiones de un tronco, se determinaron composiciones cuarzodioríticas dominantes, seguidas por tonalita, diorita y diques granodioríticos.

En este plutón las zonas de cizalla están asociadas a tres tipos de fallas: dos con carácter tectónico y otra relacionada con empuje durante el emplazamiento del magma. La deformación relacionada con el emplazamiento del plutón desarrolla fallas inversas que se observan en todo el borde del plutón (Figura 55a, b, d y f). Al este del plutón SR los planos nodales se orientan hacia el NW y NE (Figura 55a y b). La parte sur del tronco está dominado por estructuras orientadas hacia  $\sim 320^\circ$  y fallas inversas orientadas hacia la misma dirección (Figura 55b, d, f). En la parte oeste de SR donde se encuentra el contacto entre las rocas intrusivas y la roca encajonante (anfíbolita), la deformación es paralela al contacto entre las dos litologías y está dominada por fallas normales con planos nodales orientados hacia el NE-SW (Figura 55g). Dichas fallas están asociadas a una deformación quebradiza post-emplazamiento que aparentemente afectó sólo el margen oeste en donde se observan planos de falla con desarrollo de "gouge" rico en clorita. Hacia el interior del plutón se identificaron dos zonas de deformación con carácter tectónico. Son fallas de desplazamiento lateral derecho con planos orientados hacia el NW y SE ( $324^\circ/70^\circ$  y  $161^\circ/80^\circ$ , respectivamente; Figura 55e y c).

La foliación magmática en los márgenes este y oeste tienen un promedio de  $\sim 291^\circ/82^\circ$  (Figura 55h y j) y guarda cierto paralelismo con el conjunto de fallas inversas relacionadas a empuje durante el emplazamiento, mientras que en la parte sur del plutón la foliación se orienta E-W (Figura 55i), oblicua a los planos de cizalla relacionados a las fallas inversas.

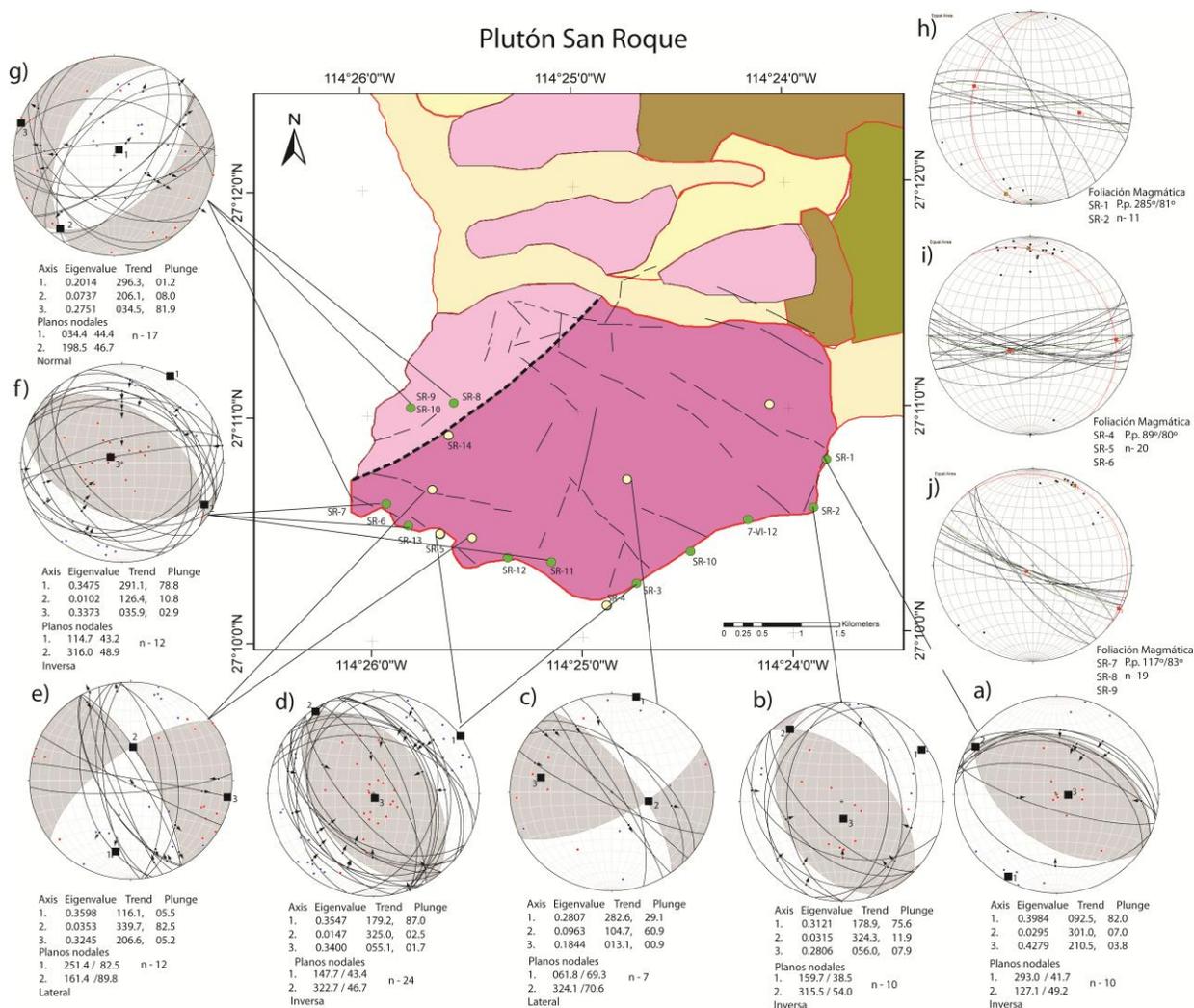


Figura 55. Resultados de la foliación magmática, estereogramas según la proyección de Schmidt indicando los planos de las foliaciones y sus polos. También se muestra el resultado del análisis cinemático de los planos de falla en el plutón San Roque. En cada gráfica se representan los planos de falla. Los números 1, 2 y 3 dentro de las gráficas representan el eje de extensión máxima, el eje intermedio de deformación y el eje de acortamiento máximo, respectivamente. Para cada uno de los gráficos la columna de la izquierda representa los eigenvalores y las columnas del centro y derecha representan el azimut e inclinación, respectivamente. También se representan los ejes P (círculos rojos) y T (cuadros azules) para cada una de las fallas. Abreviaturas: P.p= Plano promedio; n= Número de datos. La simbología litológica y clave de las muestras se presenta en la Figura 35.

## **5. Análisis paleomagnético de los plutones meridionales del Cinturón Batolítico Peninsular y los plutones Jurásicos de Vizcaíno, Baja California, México**

### **5.1 Introducción**

La península de Baja California juega un rol principal en el debate sobre la paleogeografía del Cretácico y los modelos de desplazamientos en el oeste del sistema cordillerano de Norteamérica (Kimbrough et al., 2006; Sigloch y Mihaluk, 2013). El debate concerniente a la paleoposición de Baja California se centra en el conflicto entre modelos realizados con base geológica, contra los realizados con datos paleomagnéticos. La interpretación original de los datos paleomagnéticos de rocas sedimentarias y plutónicas sugieren un gran transporte hacia el norte de ~1200 km o más y rotaciones de la península en sentido horario, desde el Cretácico, de ~20° a ~50° (Teissere y Beck, 1973; Hagstrum et al., 1985; Filmer y Kirschvink, 1989; Hagstrum y Sedlock, 1990; Beck, 1991; Ague y Brandon, 1992). En 1991, Butler et al. (1991) reportaron que la inclinación por compactación en las rocas sedimentarias, así como un basculamiento sistemático de las rocas plutónicas del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP), pueden ser responsables de las direcciones paleomagnéticas discordantes, independientemente de un transporte de gran magnitud hacia el norte. Además, Gastil (1991, 1993) no encontró evidencias geológicas que apoyaran el gran transporte hacia el norte propuesto solamente con datos paleomagnéticos. Él argumentó que los límites de las facies paleozoicas, así como las variaciones composicionales e isotópicas en el batolito de Baja California, podrían ser correlacionadas con litologías en las áreas de Sonora y Sinaloa, formando cinturones lineales al cerrar el Golfo de California. Estudios paleomagnéticos recientes en el CBP (Böhnel y Delgado-Argote, 2000; Böhnel et al., 2002; Vaugh et al., 2005; Symons et al., 2008) y evidencias geológicas independientes (Oskin et al., 2001; Kimbrough et al., 2006), indican que la posición original de la península puede ser restaurada con solo cerrar el Golfo de California al tomar en cuenta los 300 km de movimiento a lo largo del sistema de fallas transtensivo del golfo. Sin embargo, permanece la pregunta acerca de si hubo o no un desplazamiento

significativo que afectó a las rocas del oeste de Baja California, o si el desplazamiento ocurrió antes de la intrusión de los plutones cretácicos.

En investigaciones anteriores se había notado que las unidades sedimentarias podrían estar afectadas por inclinación por compactación (Butler et al., 1991; Kodama y Ward, 2001; Li et al., 2004; Vaugh et al., 2005). Los ejemplos incluyen rocas de la Formación Eugenia del Jurásico y de la Formación Valle del Cretácico superior en la península de Vizcaíno, las cuales fueron usadas previamente para apoyar las reconstrucciones paleomagnéticas que requerían un gran transporte hacia el norte (Hagstrum et al., 1985). Como otros estudios han concluido, las rocas también podrían estar remagnetizadas (Hagstrum et al., 1985; Hagstrum, 1990; Hagstrum y Sedlock, 1990; Dickinson y Butler, 1998; Kimbrough et al., 2006). Las interpretaciones paleomagnéticas de los resultados de las rocas de la región de Vizcaíno no han sido concluyentes porque las estructuras primarias de las unidades de rocas al tiempo de la adquisición de la remanencia o remagnetización son desconocidas. También, los datos paleomagnéticos son relativamente limitados en esa región. Edades de zircones detríticos provenientes de la Formación Valle del Cretácico Superior sugieren que la fuente de sedimentos de esta secuencia sedimentaria se debe a la exposición y erosión de las rocas plutónicas del CBP y de sus rocas encajonantes. La Formación Valle incluye poblaciones de zircones con edades de hasta ~1.8 Ga aparentemente derivados del basamento de Laurencia e incluye zircones de cerca de 232 Ma derivados del arco Mexicano del Pérmico Temprano-Triásico Medio (Kimbrough et al., 2006), lo que sugiere una relación espacial cercana de la península con respecto al continente desde el Turoniano.

A la latitud de la Sierra San Pedro Mártir (~31°N), Molina Garza et al. (2014) reportaron datos paleomagnéticos para rocas del CBP, documentan variaciones en las direcciones paleomagnéticas de algunos plutones discretos e interpretan que dichas variaciones son el resultado de la interacción durante el Cretácico Temprano entre las secuencias volcánicas y volcanoclásticas del arco de islas Mesozoico del Grupo Alisitos y la corteza continental. En ese trabajo, Molina-Garza et al. (2014) examinaron siete cuerpos intrusivos del Cretácico Medio a lo largo de una sección E-W a latitud de ~31°N (Figura

1), bajo la premisa de que los plutones del Cretácico Medio registraron la deformación tectónica relacionada a la colisión del arco con el continente (Schmidt et al., 2014 y referencias anteriores). Reportaron los mismos autores que los plutones emplazados en la zona entre el arco y el continente son marcadamente discordantes, mostrando rotaciones horarias desde  $\sim 13^\circ$  hasta  $\sim 45^\circ$  y basculamiento hacia el oeste. Sus resultados implican que la edad de deformación asociada con la colisión en la parte central del CBP (latitud  $31^\circ\text{N}$ ) ocurrió cerca de  $\sim 104$  Ma.

El propósito de este estudio es identificar las posibles variaciones en las direcciones paleomagnéticas de las rocas plutónicas del Cretácico Temprano ubicadas en la parte meridional del CBP para que, en conjunto con los trabajos anteriores, se tenga un mejor entendimiento acerca de la evolución tectónica del CBP en su conjunto. Para la presente investigación, realizamos un análisis paleomagnético sistemático en seis plutones discretos entre las latitudes  $\sim 27^\circ\text{N}$  y  $\sim 29^\circ\text{N}$  (Figura 1). Cinco de los plutones han sido documentados como Cretácicos y están asociados con el arco de islas Alisitos y otro de los plutones estudiados, ubicado en la península Vizcaíno, es de edad Jurásica. Nuestra filosofía de trabajo es similar a la seguida para estudiar la sección estudiada por Molina-Garza et al. (2014) en la latitud de  $31^\circ\text{N}$ , en la cual, plutones individuales a través de discontinuidades estructurales inferidas, fueron completamente caracterizados paleomagnéticamente. Nuestro estudio se efectuó entre las latitudes  $28^\circ$  y  $29^\circ\text{N}$  y ha sido diseñado para evaluar la homogeneidad estructural del batolito desde  $\sim 31.3^\circ\text{N}$  (latitud de la sierra San Pedro Mártir) hasta al menos  $\sim 28.3^\circ\text{N}$ . También estudiamos el plutón Jurásico de San Roque como una importante referencia ya que una secuencia relacionada a un arco de esa edad es equivalente a las roca encajonantes de la mayoría de los plutones Cretácicos en la porción meridional del CBP (Peña-Alonso et al., 2015).

## **5.2 Geología del área de estudio**

Cuatro de los seis plutones analizados en este estudio pertenecen a la parte meridional del sector oeste del CBP ( $\sim 29^\circ\text{N}$ - $28.5^\circ\text{N}$ ; Figura 56) y uno, el plutón de Compostela

(COM), se encuentra en la zona transicional del CBP. Los plutones de Punta Prieta (PP), Nuevo Rosarito (NR), San Jerónimo (SJe), y La Rinconada (LR) pertenecen a la zona más máfica y rica en magnetita. Ellos están a lo largo de un cinturón muy bien definido de 120 km de rocas predominantemente máficas orientadas  $\sim 315^\circ$ , desde Punta Prieta en la costa del Pacífico hasta la sierra El Arco en la parte central de la península de Baja California (Figura 56). Con excepción del plutón de Punta Prieta, el cual intrusióna rocas volcánicas Cretácicas del Grupo Alisitos (Beggs, 1984), los otros tres plutones están emplazados en una secuencia volcanosedimentaria y rocas intrusivas del Jurásico-Cretácico Temprano fechadas a partir de zircones (Peña-Alonso et al., 2012). Los plutones de esta edad son correlativos con los del Complejo San Andrés en la península Vizcaíno, los cuales intrusionan a ofiolitas del Triásico-Jurásico y a rocas sedimentarias de ambiente tras-arco (Gastil, 1993; Kimbrough y Moore, 2003; Peña-Alonso et al., 2012; 2015). Los depósitos sedimentarios Jurásico-Cretácico temprano de cuencas intra-arco que afloran desde la región del plutón de Nuevo Rosarito hasta el lado oeste de la región del plutón de Compostela muestran facies de esquistos verdes con foliación sub-vertical buzando predominantemente hacia el noreste (Figura 56). El cinturón formado por los plutones máficos también es subparalelo a la dirección promedio de  $310^\circ$  de la foliación de las rocas clásticas y volcánicas, mientras que la foliación magmática promedio de las rocas plutónicas es de  $297^\circ$  (Avilez-Serrano, 2012). También, un estudio aeromagnético de Delgado-Argote et al. (2012) muestra dipolos magnéticos alineados en dirección NW en donde afloran los plutones ricos en gabro y diorita, así como una zona dominada por plutones tonalíticos con contornos de intensidad magnética bien definidos orientados  $305^\circ$ . Esta observación sugiere que los cuerpos plutónicos aprovecharon las discontinuidades estructurales regionales de la roca encajonante formadas antes de su emplazamiento.

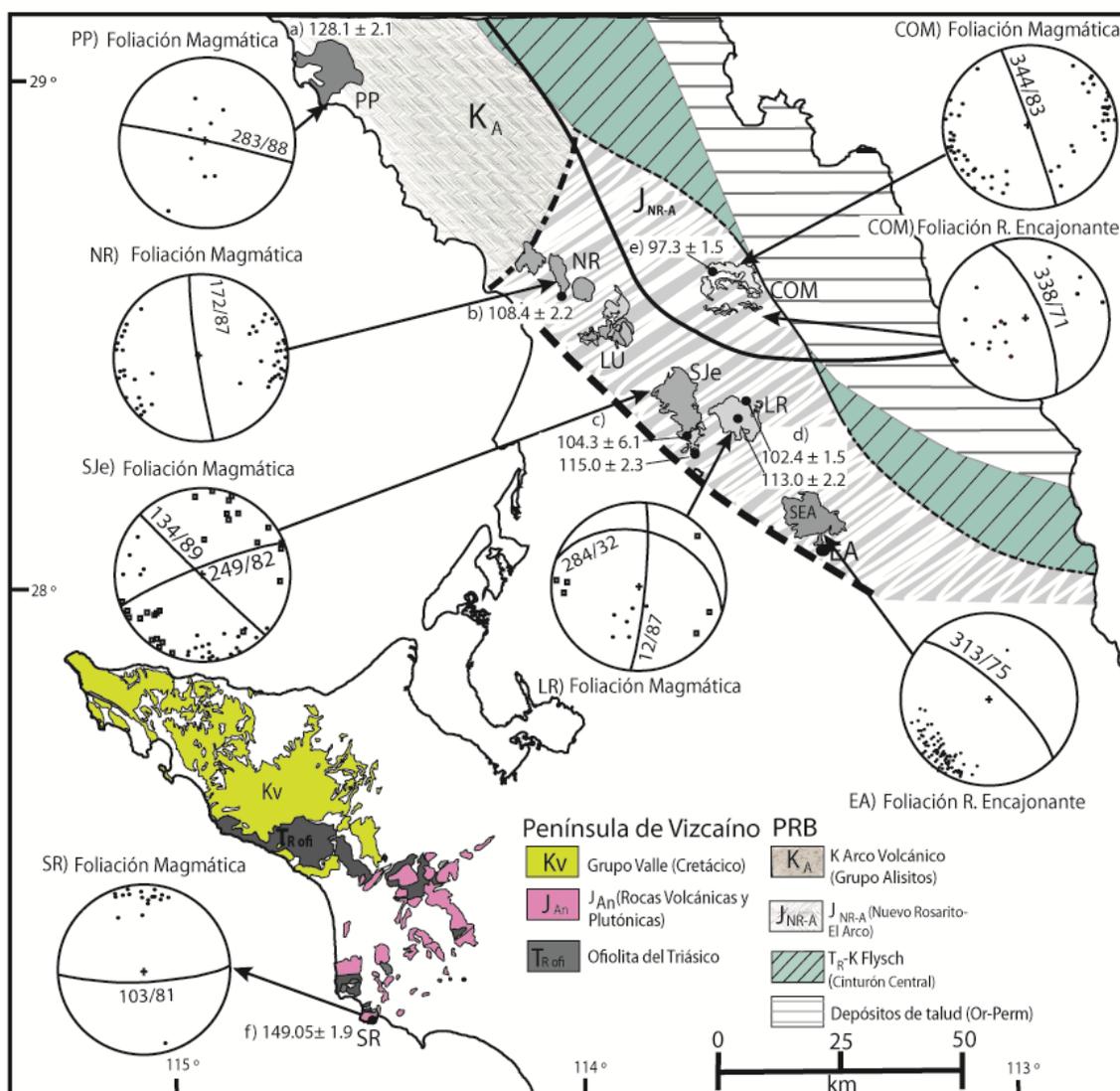


Figura 56. Mapa geológico simplificado del Cinturón Batolítico Peninsular y la península de Vizcaíno en el que se indican las edades U-Pb en zircons de los plutones muestreados para análisis paleomagnético, y los diagramas de los polos y los planos principales de la foliación magmática. En la región de Compostela (COM) y El Arco (EA), las foliaciones de las rocas encajonantes metamórficas también han sido incluidas. SJe: los polos de la foliación magmática de la parte norte está graficada con círculos sólidos y la foliación magmática de la parte sur está graficada con cuadros abiertos; LR: los polos de la foliación magmática de la parte externa del plutón está graficada con círculos sólidos y la foliación magmática del centro está graficada con cuadros abiertos. Edades U-Pb de las rocas plutónicas según: (a) Delgado-Argote et al., (2007); (b) Peña-Alonso et al., (2012); (c) Torres-Carrillo et al., (2012); (d) Delgado-Argote et al., (2007); (e) y (f) de este trabajo. COM, Compostela; EA, El Arco; LR, La Rinconada; LU, La unión, NR, Nuevo Rosarito; PP, Punta Prieta; SEA, Sierra El Arco; SJe, San Jerónimo; SR, San Roque.

## 5.3 Datos paleomagnéticos

### 5.3.1 Métodos y muestreo

Cinco plutones cretácicos del CBP y uno jurásico de la península Vizcaíno fueron muestreados para este estudio. En cada plutón se seleccionaron entre ocho y 15 sitios de muestreo paleomagnético en roca fresca. En cada sitio se tomaron de ocho a 20 núcleos. Las muestras, cuyo diámetro es de 2.5 cm, fueron obtenidas usando una barrenadora portátil y fueron orientadas *in situ* con una brújula y un inclinómetro. El muestreo en los diferentes plutones fue el siguiente: 15 sitios (PP1-15) en el plutón de Punta Prieta; ocho sitios (NR16-23) de la parte sur del plutón de Nuevo Rosarito; ocho sitios paleomagnéticos (MZ25-32) del sur del plutón de San Jerónimo; ocho sitios a lo largo de una sección orientada hacia el NE en la parte central del plutón La Rinconada (RIN33-41); y nueve sitios en el plutón Compostela (COM1-9), de los cuales cinco son de la parte norte y cuatro de la parte sur. En la península de Vizcaíno, el plutón de San Roque se muestreó en 13 sitios a lo largo de la costa (SR1-13).

Se cortaron los barrenos para obtener por lo menos dos especímenes de cada núcleo con una longitud estándar de 21 mm. Dos muestras piloto fueron seleccionadas de cada sitio y se sometieron a una desmagnetización por campos alternos detallada (AF) con pasos desde 0 hasta 90 mT y a experimentos de desmagnetización térmica. Después de cada paso, los vectores de remanencia fueron medidos con un *spinner magnetometer* AGICO JR-5. El resto de las muestras fueron desmagnetizadas con menos pasos, usando temperaturas desde 0 a 600°C o seis a diez pasos por AF. Estas mediciones se llevaron a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Centro de Geociencias, UNAM. Las muestras de grano grueso del plutón Compostela frecuentemente se desintegraron a temperaturas en el rango de los 400-500°C, algunas veces antes de poder determinar su magnetización remanente característica (ChRM), por lo que combinamos los resultados de la desmagnetización por campos alternos y térmica para las muestras problema.

Los vectores de las componentes de remanencia fueron identificados a partir de la desmagnetización, usando diagramas de desmagnetización ortogonal (Zijderveld,

1971) y análisis de componente principal (Kirschvink, 1980). La media de los sitios y la media del plutón fueron determinadas usando estadística de Fisher (Fisher, 1953). Los sitios en los que el  $\alpha_{95} > 20^\circ$  fueron rechazados y excluidos de los cálculos finales. Cada media de plutón fue comparada con la dirección del paleopolo de referencia para Norteamérica, tomando su respectiva edad y localización para determinar el cambio latitudinal (F) y de rotación (R). Para ese fin se utilizaron los polos de referencia de Torsvik et al. (2012).

Las mediciones de las propiedades magnéticas de las rocas se realizaron con parte de los núcleos, usando por lo menos cuatro sitios para caracterizar cada plutón. Las mediciones de histéresis se realizaron usando un magnetómetro MicroMag 2900. Los patrones de histéresis característicos de los plutones se muestran en la Figura 57. También realizamos experimentos para la adquisición del IRM.

### 5.3.2 Resultados del magnetismo de las rocas

Los parámetros de histéresis para las muestras del plutón San Roque indican la presencia de partículas multidominio (Figura 57a) con relaciones bajas de saturación remanente y saturación de magnetización ( $M_{rs}/M_s$ ) desde 0.02 a 0.04, y baja coercitividad magnética ( $H_c$ ) con rangos desde los 3.3 a 8.4 mT. Las rocas de los cuatro plutones de la zona oeste del CBP (PP, NR, SJe y RIN) tienen valores de histéresis más altos, mostrando valores de  $M_{rs}/M_s$  por arriba de los 0.35 y valores de coercitividad por arriba de los 47.7 mT. Las curvas de histéresis de estos plutones muestran patrones característicos de partículas típicamente de domino simple y pseudo-simple de minerales ferromagnéticos (Figura 57b; Day et al., 1977). La prevalencia de partículas multidominio en el plutón Compostela se observa en la Figura 57c. Estas tienen valores muy bajos de  $M_{rs}/M_s$  con un rango de radios entre 0.0004 a 0.007 y coercitividades menores a 4.3 mT. Estas muestras pueden contener cristales de ilmenita, los cuales son parte de la serie de la titano-hematita, característicos de los granitoides tipo-S de la zona este del CBP.

Las diferencias en los parámetros magnéticos en estas rocas pueden estar relacionadas a la composición y el contenido de óxidos de Fe-Ti en el CBP y el plutón

de Vizcaíno. Ejemplos de formas y texturas típicas de los minerales opacos de algunas muestras analizadas se muestran en la Figura 58. Cristales euhedrales de magnetita en el plutón San Roque de la región de Vizcaíno pueden llegar a representar más del 7% del volumen de la muestra. Alto contenido de titano-magnetita con lamelas de exsoluciones de ilmenita bien desarrolladas son comunes en los plutones ricos en gabro y diorita del oeste (PP, NR y SJe), mientras que el contenido de óxidos de Fe decrece considerablemente en las muestras más félsicas del plutón Compostela, hasta a menos del 1%, donde son típicos los cristales anhedrales de ilmenita con núcleos de rutilo.

### 5.3.3 Resultados paleomagnéticos

#### 5.3.3.1 Punta Prieta

Las muestras del plutón Punta Prieta tienen una alta intensidad de magnetización remanente natural (MRN), con valores entre 0.003 y 1.84 A/m. La mayoría de las curvas de desmagnetización muestran la presencia de dos a tres componentes (Figura 59a-c). La ChRM se resuelve generalmente con valores intermedios de AF de 12-80 mT o sobre temperaturas intermedias durante la desmagnetización térmica, entre 490°C y 520°C. En dos sitios (PP1 y PP2), la ChRM está dirigida hacia el sureste y tiene una inclinación negativa, en posición antípoda al resultado del resto de los sitios, lo que se interpreta como un polaridad inversa (Figura 59a).

La media de los sitios de PP está definida usando un mínimo de cinco muestras independientes (Tabla 6). La dispersión entre sitios es alta para los sitios PP6, PP8 y PP9 ( $\alpha_{95} > 20^\circ$  y  $k < 20$ ), por lo que fueron excluidos del cálculo de la media global final del plutón. Una dirección media de la magnetización característica se calculó a partir de 12 a 15 sitios y está definida por un  $\alpha_{95} = 8.1^\circ$ ,  $k = 29.7$ ,  $n = 12$  sitios. El resultado de la media de cada sitio del plutón, el número de muestras usados para su cálculo y hasta el número de muestras desmagnetizadas se presentan en la Tabla 6. La media global con su respectivo intervalo de confianza  $\alpha_{95}$  está en la Tabla 6 y se muestra en la Figura 60a.

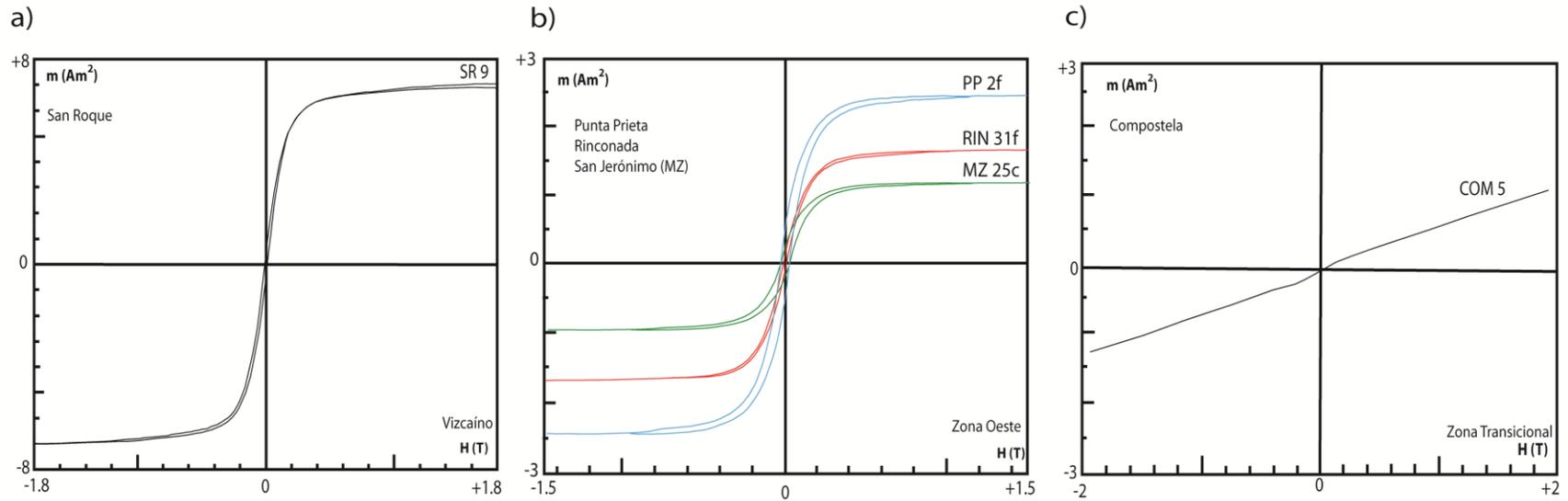


Figura 57. Curvas de histéresis típicas para: (a) plutón San Roque en la península de Vizcaíno (muestra SR9); (b) plutones de la zona oeste del CBP representados por Punta Prieta (muestra PP2f), La Rinconada (muestra RIN31f) y San Jerónimo (muestra MZ25c); y (c) plutón Compostela (muestra COM5) en la zona este del CBP mostrando una mayor contribución de minerales paramagnéticos.

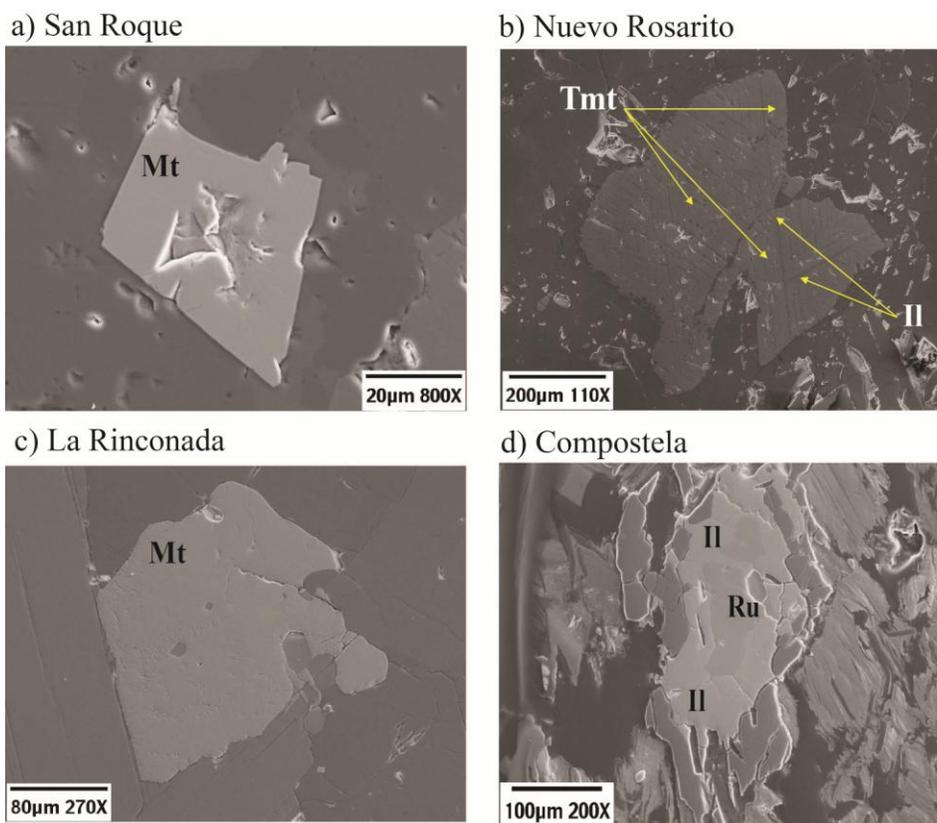


Figura 58. (a) Análisis por microscopía electrónica de cristales euhedrales de magnetita del plutón San Roque; (b) un cristal de titanomagnetita con lamelas de ilmenita del plutón Nuevo Rosarito; (c) un cristal subhedral de magnetita del plutón La Rinconada sin exsoluciones; (d) un cristal anhedral de ilmenita con núcleo de rutilo del plutón Compostela (Avilez-Serrano, 2012). Abreviaturas: Tmt, titanomagnetita; Il, ilmenita; Ru, rutilo.

### 5.3.3.2 San Jerónimo

La MRN del plutón San Jerónimo tiene una intensidad más alta que la del plutón Compostela, y el comportamiento en su desmagnetización indica la presencia de componentes múltiples con coercitidades separadas y traslapadas en los espectros de la temperatura de desbloqueo (Figura 59d-f). En el plutón de SJe (Figura 59) la magnetización remanente característica generalmente se obtiene aplicando valores intermedios de AF desde 45 hasta 80 mT, o por medio de temperaturas altas durante la desmagnetización térmica, entre los 520°C y 590°C; la inclinación negativa (polaridad inversa) de esta componente es evidente en la Figura 59d, pero no en 59f, porque existe un traslape en las temperaturas de desbloqueo con una componente de alta

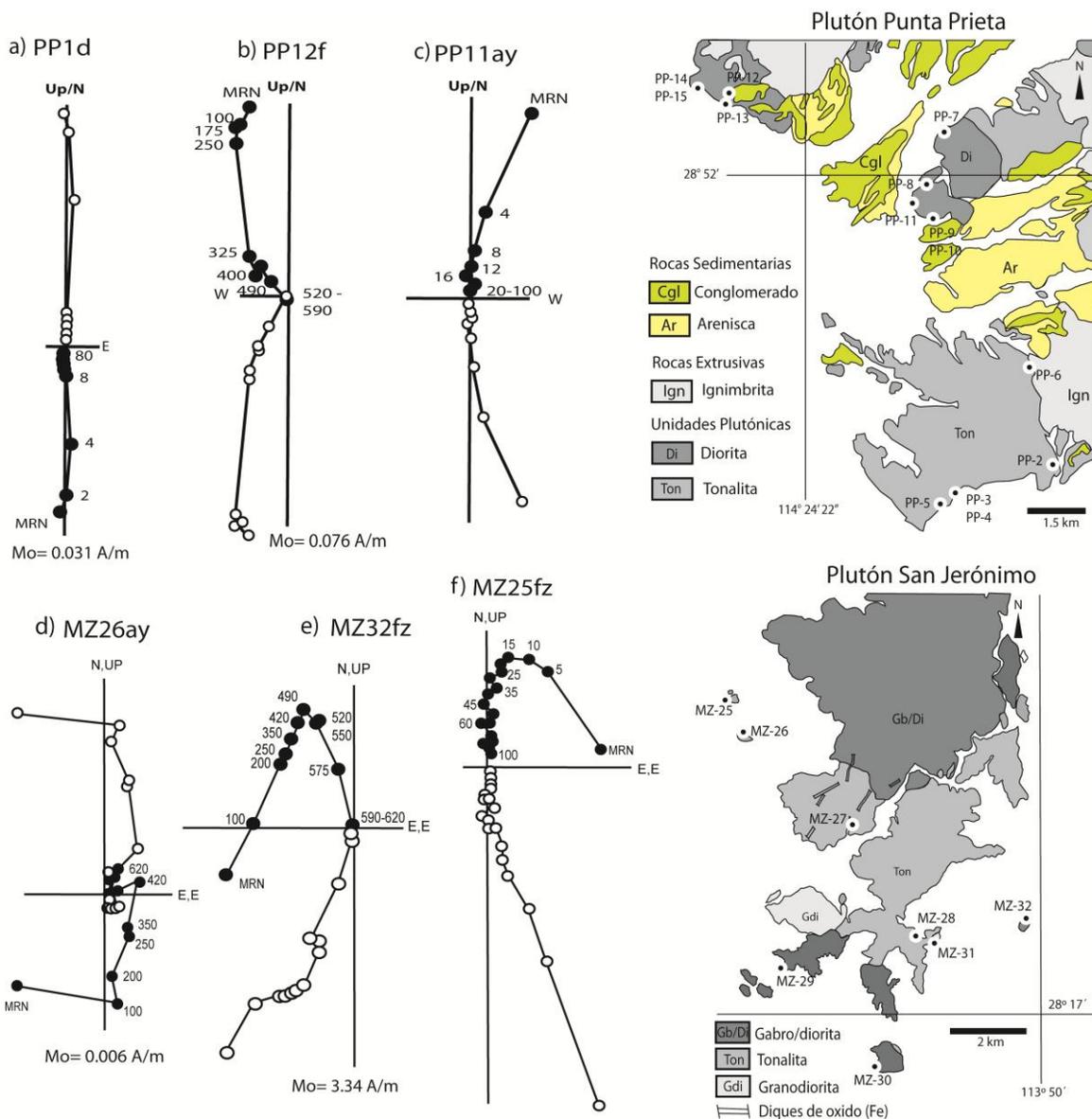


Figura 59. Diagramas ortogonales de desmagnetización de seis muestras de la zona oeste del CBP. (a)-(c) pertenecen al plutón Punta Prieta y (d)-(f) son del plutón San Jerónimo. Los círculos sólidos son proyecciones en el plano horizontal y los círculos abiertos son proyecciones en el plano vertical. MRN es la magnetización remanente natural, Mo es la magnetización inicial y los pasos están etiquetados en la proyección del plano horizontal. Los mapas insertados muestran la localización de los muestreos con más detalle.

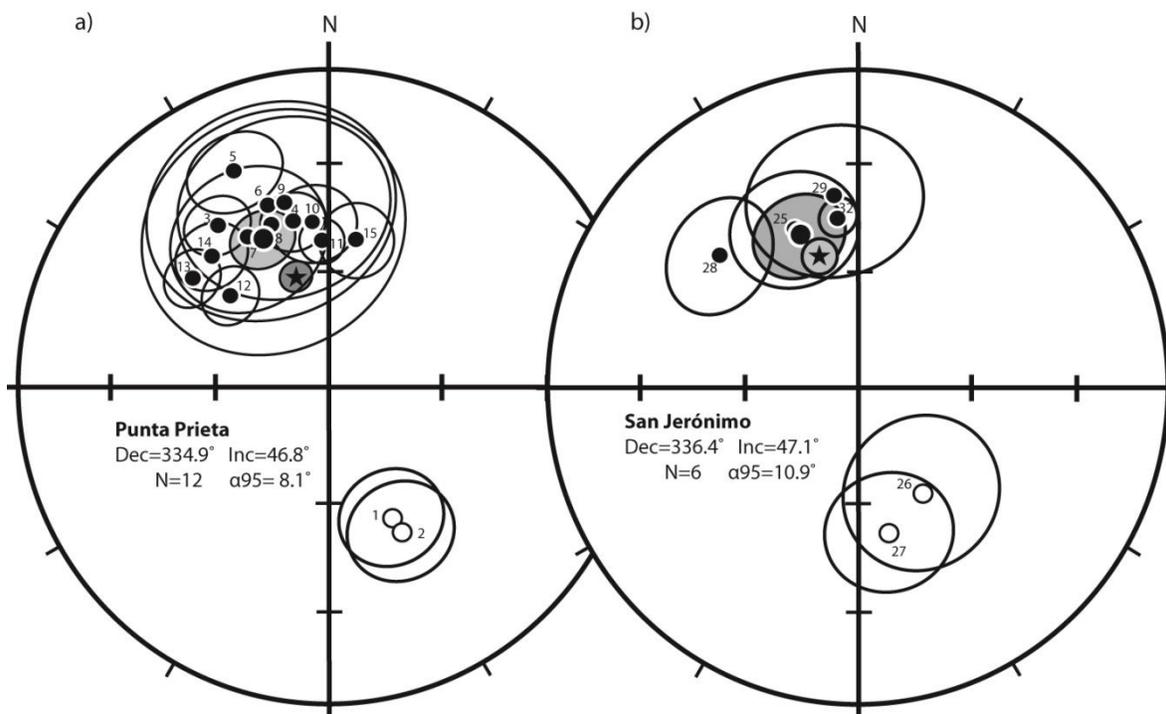


Figura 60. Proyección estereográfica de los resultados de la media de los sitios y sus intervalos de confianza de las muestras de: (a) plutón Punta Prieta, (b) plutón San Jerónimo, y (c) plutón Nuevo Rosario. La media general de cada plutón está indicada con un círculo sólido grande con el intervalo de confianza  $\alpha_{95}$  sombreado y, para cada gráfica, la dirección esperada del polo de referencia para el Cretácico medio está marcado con una estrella. Los números son los sitios de muestreo tal como aparecen en la Tabla 6.

estabilidad que es considerada la ChRM. Las muestras de MZ30 y MZ31 no mostraron direcciones consistentes, por lo que no produjeron datos útiles.

La media de los sitios para SJe está definida por un  $\alpha_{95} \leq 20^\circ$ . La dirección media global final de este plutón se calculó usando seis de ocho sitios y está definida con un  $\alpha_{95} = 10.9^\circ$  y  $k = 38.45$  (excluyendo los sitios MZ30 y MZ31). A pesar de que este intervalo de confianza es más alto que aquellos obtenidos en los otros plutones, el polo está razonablemente bien definido. Todos los resultados de las medias para cada sitio y el plutón completo se presentan en la Tabla 6 y se muestran en la Figura 60b.

### 5.3.3.3 Nuevo Rosario

La magnetización de las muestras del plutón Nuevo Rosario NR16-23 (Figura 61) consiste en dos componentes principales: una componente de baja coercitividad con

muy baja estabilidad AF (<8mT) y baja temperatura de desbloqueo (< 100°C) y, una segunda componente, claramente dirigida hacia el norte y con inclinación positiva, es removida entre las 15 y 100 mT o 325°C y 590°C, la cual se interpreta como la magnetización remanente característica (Figura 61a-c). Los patrones de desmagnetización apoyan la interpretación de que fases magnéticas de baja coercitividad, como la magnetita, contienen la remanencia.

Las direcciones principales de cada sitio fueron calculadas con un mínimo de cuatro muestras (Tabla 6). De los ocho sitios muestreados en el plutón de Nuevo Rosarito, el sitio NR16 tiene un intervalo del 95% de confianza muy alto con una incertidumbre de (29.7°) y no fue considerado para los cálculos futuros. La dirección media global final para el plutón está definida con un  $\alpha_{95} = 6.0^\circ$  y  $k = 100.5$ , y fue calculada usando siete de los sitios con estadísticas aceptables (Tabla 6). La dispersión entre sitios es baja en promedio y los resultados se presentan en la Tabla 6 y Figura 62c.

#### **5.3.3.4 La Rinconada**

La MRN de las muestras del plutón La Rinconada es baja en intensidad. La mayoría de las curvas de desmagnetización muestran la presencia de tres componentes (Figura 61d-e). La magnetización característica se obtiene generalmente con valores intermedios de AF de entre 20 y 70 mT. La tercera componente se define como un punto final estable. Las trayectorias de desmagnetización para los sitios de RIN39 y RIN40 tienen un comportamiento errático e inestable y no muestran orientaciones consistentes, por lo que fueron excluidas de los análisis posteriores (Figura 61f).

Las direcciones medias de los sitios tienen límites de confianza  $\alpha_{95} < 20^\circ$  (Tabla 6 y Figura 62b) y no difieren mucho entre sitios. La dirección media de la remanencia de los plutones se calculó usando seis de los ocho sitios muestreados y está definida con  $\alpha_{95} = 9.0^\circ$  y  $k = 56.3$ .

Tabla 6. Datos paleomagnéticos y parámetros estadísticos. Nota: n/N= Relación del número de muestras desmagnetizadas con respecto al número de muestras usadas para el cálculo de la media por sitio. Dec= declinación de la media e Inc= inclinación de la media; k=parámetro de precisión;  $\alpha_{95}$  y  $A_{95}$  = 95% intervalo de confianza; (\*) son los sitios excluidos de los cálculos finales.

Punta Prieta								Nuevo Rosarito							
Sitio	Latitud (N)	Longitud (W)	n/N	Dec (°)	Inc (°)	k	$\alpha_{95}$	Sitio	Latitud (N)	Longitud (W)	n/N	Dec (°)	Inc (°)	k	$\alpha_{95}$
pp1	28°47'57.8"	114°17'6.32"	6/7	153.8	-51.6	35.2	13.1	nr16*	28°36'19.8"	114°3'28.8"	6/6	8.6	36.5	10.5	29.7
pp2	28°48'57.9"	114°21'34.5"	8/8	152.9	-47.5	26.42	13.3	nr17	28°36'23"	114°3'24.8"	5/5	13.8	53.4	36.7	12.8
pp3	28°48'34.5"	114°22'54.1"	5/5	324.6	37.5	77.3	8.1	nr18	28°36'22.7"	114°3'43.2"	6/7	353.7	46.3	64.8	7.0
pp4	28°48'34.5"	114°22'54.1"	6/7	347.8	45.6	69.72	8.1	nr19	28°36'24.12"	114°3'36.4"	4/4	344	51.6	249.4	5.8
pp5	28°48'42.1"	114°22'42.5"	5/5	336.0	26.3	46.9	11.3	nr20	28°36'44.6"	114°2'57.1"	4/4	338.6	49.0	79.3	10.4
pp6*	28°50'2.7"	114°21'54"	3/5	341.3	39.4	17.5	30.4	nr21	28°36'44.6"	114°2'57.1"	5/5	353.1	44.9	88.7	8.2
pp7	28°52'25.7"	114°22'47.6"	5/6	330.9	45.2	16.1	19.7	nr22	28°36'52.9"	114°2'49.2"	3/3	359.9	50.2	45.7	18.5
pp8*	28°51'54.4"	114°22'57.7"	3/7	340.1	44.9	14.8	33.2	nr23	28°36'54.4"	114°2'27.6"	6/6	354.7	43.4	134.9	6.6
pp9*	28°51'31.3"	114°22'54.8"	6/7	345.9	39.8	7.6	25.8	Media de los sitios			8	356.0	47.4	73.4	6.5
pp10	28°51'31.3"	114°22'54.8"	7/7	354.4	46.7	33.61	10.6	<b>Seleccionado</b>			<b>7</b>	<b>353.7</b>	<b>48.8</b>	<b>100.54</b>	<b>6.0</b>
pp11	28°51'42.5"	114°23'8.9"	6/7	357.4	51.9	140.2	5.7	dirección esperada	Torsvik (2012)	110 Ma		343.11	54.79		A95 4.7
pp12	28°52'51.6"	114°25'14.1"	7/7	312.2	54.5	67.9	7.5								
pp13	28°52'48"	114°25'15.2"	7/7	307.9	43.5	68.5	7.3								
pp14	28°52'55.2"	114°25'35"	8/8	317.3	43.2	38.1	9.1								
pp15	28°52'55.2"	114°25'35"	5/5	10.6	50.9	63.3	9.7								
Media de los sitios			15	336.6	45.7	35.3	6.5								
<b>Seleccionado</b>			<b>12</b>	<b>334.9</b>	<b>46.8</b>	<b>29.7</b>	<b>8.1</b>								
dirección esperada	Torsvik (2012)	130 Ma		342	59.7										A95 4.0

Tabla 6. (Cont.) Datos paleomagnéticos y parámetros estadísticos. Nota: n/N= Relación del número de muestras desmagnetizadas con respecto al número de muestras usadas para el cálculo de la media por sitio. Dec= declinación de la media e Inc=inclinación de la media; k= parámetro de precisión;  $\alpha_{95}$  y  $A_{95}$  = 95% intervalo de confianza; (\*) son los sitios excluidos de los cálculos finales.

La Rinconada								San Jerónimo							
Sitio	Latitud (N)	Longitud (W)	n/N	Dec (°)	Inc (°)	k	alpha95	Sitio	Latitud (N)	Longitud (W)	n/N	Dec (°)	Inc (°)	k	alpha95
rin33	28°21'59''	113°43'51.6''	4/4	354.2	40.2	26.4	18.2	mz25	28°21'13.32''	113°55'11.6''	7/8	337.3	44.9	14.97	16.1
rin34	28°23'24.7''	113°43'1.2''	4/4	14.4	34.4	21.2	18.8	mz26	28°20'45.9''	113°54'55.4''	3/4	148.5	-57.6	38.24	20.2
rin35	28°23'11.4''	113°43'5.5''	5/5	341.3	47.8	26.4	15.2	mz27	28°19'29.64''	113°53'8.9''	4/4	168.1	-51.5	34.4	16
rin36	28°22'43.7''	113°43'23.1''	4/4	3.3	39.6	47.8	13.4	mz28	28°17'56.8''	113°52'4.1''	6/6	312.4	38.5	22.88	14.3
rin37	28°22'21''	113°43'33.9''	3/3	353	46.9	39.5	19.9	mz29	28°17'26.5''	113°54'15.4''	4/5	352.4	39.2	19.22	21
rin38	28°21'38''	113°44'21.1''	3/3	351.3	31.5	73.5	14.5	mz30*	28°16'4.1''	113°52'41.5''	0	0	0	0	0
rin39*	28°21'16.5''	113°44'39.8''	0	0	0	0	0	mz31*	28°17'51.4''	113°51'44''	0	0	0	0	0
rin40*	28°20'53.9''	113°44'53.5''	0	0	0	0		mz32	28°18'13.32''	113°50'16.4''	9/9	352.6	45.3	111.54	4.9
<b>Media de los sitios</b>			<b>6</b>	<b>356.7</b>	<b>40.5</b>	<b>56</b>	<b>9.0</b>	<b>Media de los sitios</b>			<b>6</b>	<b>336.4</b>	<b>47.1</b>	<b>38.45</b>	<b>10.9</b>
dirección esperada	Torsvik (2012)	110 Ma		343.11	54.51		A95 4.7	dirección esperada	Torsvik (2012)		110Ma	343.14	54.45		A95 4.7

Tabla 6. (Cont.) Datos paleomagnéticos y parámetros estadísticos. Nota: n/N= Relación del número de muestras desmagnetizadas con respecto al número de muestras usadas para el cálculo de la media por sitio. Dec= declinación de la media e Inc=inclinación de la media; k= parámetro de precisión;  $\alpha_{95}$  y  $A_{95}$  = 95% intervalo de confianza; (\*) son los sitios excluidos de los cálculos finales.

San Roque								Compostela							
Sitio	Latitud (N)	Longitud (W)	n/N	Dec (°)	Inc (°)	k	alpha95	Sitio	Latitud (N)	Longitud (W)	n/N	Dec (°)	Inc (°)	k	alpha95
SR1	27°10'40.4"	114°23'49.2"	5/6	100.8	45	67.05	9.4	COM1	28°43'17.7"	113°44'28.6"	7/8	10.9	47.9	65.6	7.5
SR2*	27°10'27.8"	114°23'53.1"	4/6	186.1	-40.4	36.77	15.4	COM2*	28°43'15.6"	113°43'50.8"	0	0	0.0	0	0
SR3	27°10'24.9"	114°24'12.2"	5/6	102.9	31.9	17.21	19	COM3	28°41'48.5"	113°41'18.6"	6/8	358.1	54.7	114.86	6.3
SR4	27°10'8.4"	114°24'44.2"	5/7	96.9	55	73.95	9	COM4	28°40'7"	113°39'49.6"	5/8	349.2	56.4	99.13	7.7
SR5	27°10'16"	114°25'20.6"	5/6	98.9	28.8	232.66	5	COM5	28°42'37.4"	113°45'23.4"	7/8	13.9	56.5	78.99	6.8
SR6	27°10'25"	114°25'48.7"	5/6	125.5	21.7	126.09	6.8	COM6*	28°38'38"	113°45'23.7"	0	0	0	0	0
SR7	27°10'31"	114°25'54.8"	2/6	118.5	46.1	60.4	19.27	COM7	28°38'26.8"	113°42'37.4"	5/8	348.2	48.3	90.35	5
SR8*	27°10'57.4"	114°25'35"	0/7	0	0	0	0	COM8	28°38'17.2"	113°43'55.5"	4/6	358.2	54.9	66.85	11.3
SR9*	27°10'56.3"	114°25'47.2"	11/12	339.9	43.2	17.79	11.1	COM9	28°38'38.4"	113°44'47"	6/8	5.9	57.1	68.57	8.1
SR10	27°10'16.7"	114°24'27"	5/7	114.3	43.1	17.14	19	<b>Media de los sitios</b>			<b>7</b>	<b>0.5</b>	<b>54.1</b>	<b>128.57</b>	<b>7</b>
SR11	27°10'2.7"	114°24'52.5"	5/8	82.1	62.8	132.72	6.7	dirección esperada	Torsvik (2012)	100 Ma		343.94	54.5		A95 13.1
SR12	27°10'14.5"	114°25'8.8"	6/8	93.7	39.4	107.28	6.5								
SR13	27°10'22.4"	114°25'39.7"	6/6	96.2	54.5	233.38	12.7								
<b>Media de los sitios</b>			<b>10</b>	<b>104.4</b>	<b>43.5</b>	<b>26.62</b>	<b>9.5</b>								
dirección esperada	Torsvik (2012)	150 Ma		333.33	52.96		A95 12.5								

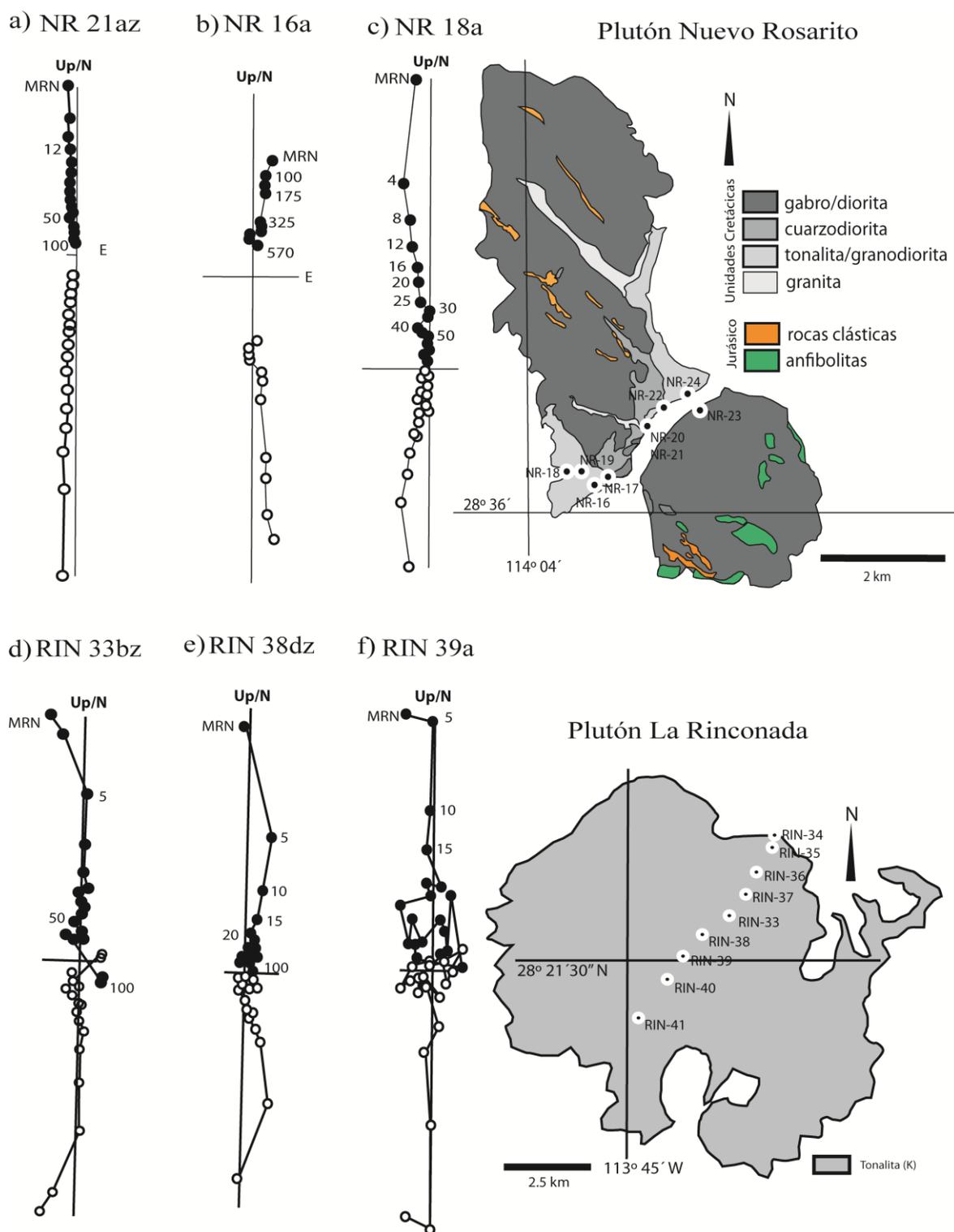


Figura 61. Diagramas ortogonales de desmagnetización de seis muestras de la zona oeste del CBP: plutones Nuevo Rosarito (a)-(c) y La Rinconada (d)-(f). Las convenciones de la gráfica son como en la Figura 59.

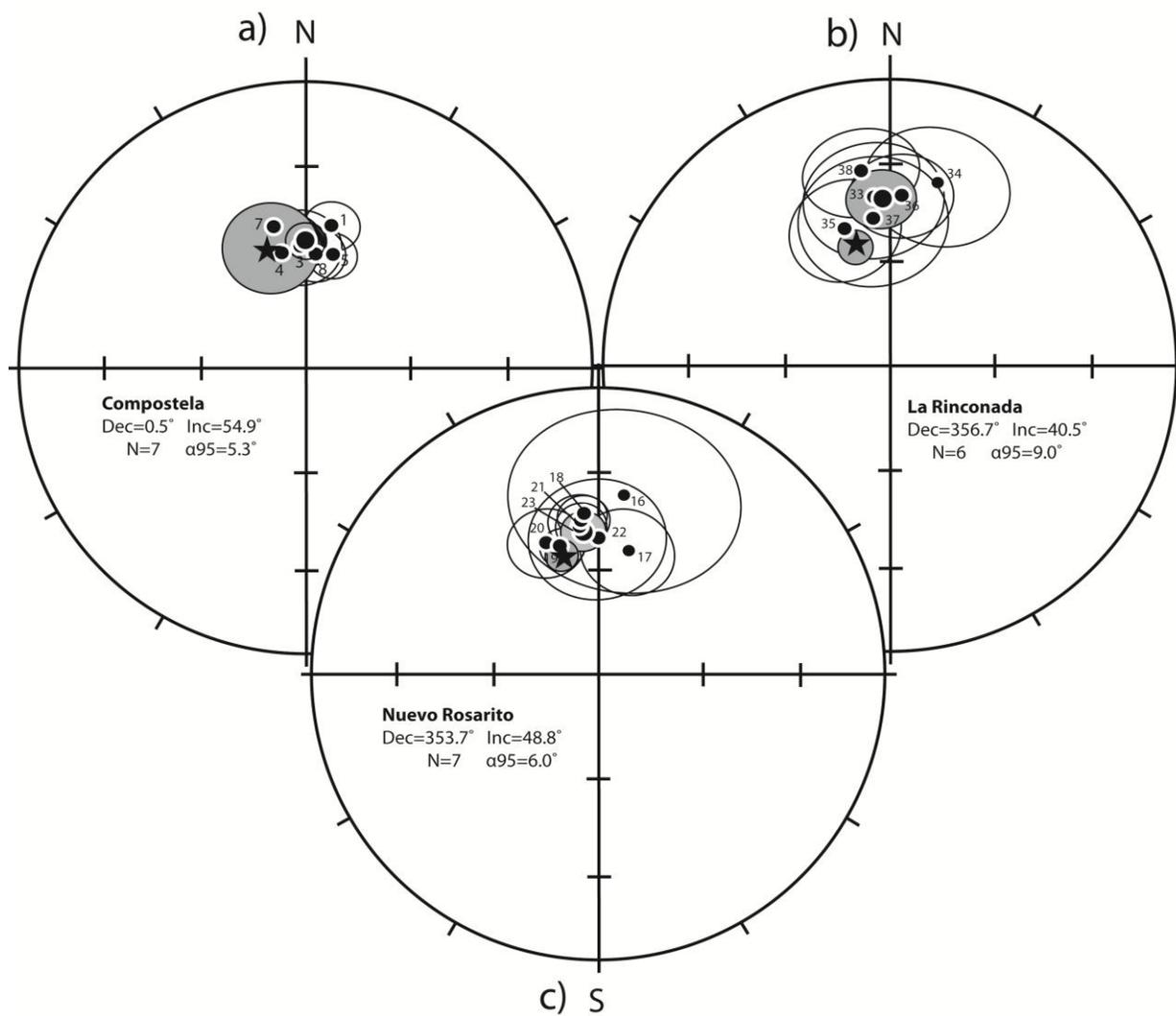


Figura 62. Proyección estereográfica de los resultados de la media de los sitios y sus intervalos de confianza. De las muestras de: (a) plutón Compostela, (b) plutón La Rinconada, y (c) plutón Nuevo Rosarito. Las convenciones de la gráfica son como en la Figura 60.

### 5.3.3.5 Compostela

Las muestras del plutón Compostela tienen un comportamiento bastante diferente en comparación con los otros cuerpos intrusivos, pues las intensidades de la MNR de la muestras varían desde 0.000786 hasta 0.095 A/m, por lo que se interpreta la presencia de dos fases magnéticas: una fase con baja  $H_c$  que parece estar asociada con magnetita y una fase con alta  $H_c$  que se interpreta que está contenida en hematita. Como se observa en COM2 y COM6, la desmagnetización por AF no es efectiva en las muestras con baja intensidad magnética (Figura 63a). La mayoría de las curvas de desmagnetización muestran la presencia de dos componentes (Figura 63b-d). La magnetización característica se obtiene generalmente con valores intermedios de AF de 15-90 mT, o a temperaturas de desbloqueo por encima de los 560°C durante la desmagnetización térmica. Con frecuencia, las temperaturas máximas de desbloqueo no pudieron determinarse porque muchas de las muestras se desintegraron al calentarlas por encima de los 400°C. La imposibilidad de obtener las trayectorias finales de los vectores de las muestras confirman la interpretación de que las componentes residen en dos fases magnéticas: una fase de baja coercitividad que reside en magnetita y una fase con alta  $H_c$  de la hematita, siendo la magnetita la que contiene la magnetización principal. La media de los sitios del plutón Compostela están bien definidas, todas con un  $\alpha_{95} < 12^\circ$ . La dirección media de la magnetización característica se calculó a partir de siete de los nueve sitios con un  $\alpha_{95} = 7.0^\circ$  y  $k = 128.5$  (excluyendo los sitios de COM2 y COM6 que no arrojaron datos útiles). Todos los resultados de las direcciones medias a nivel de sitio y plutón se presentan en la Tabla 6 y en la Figura 62a.

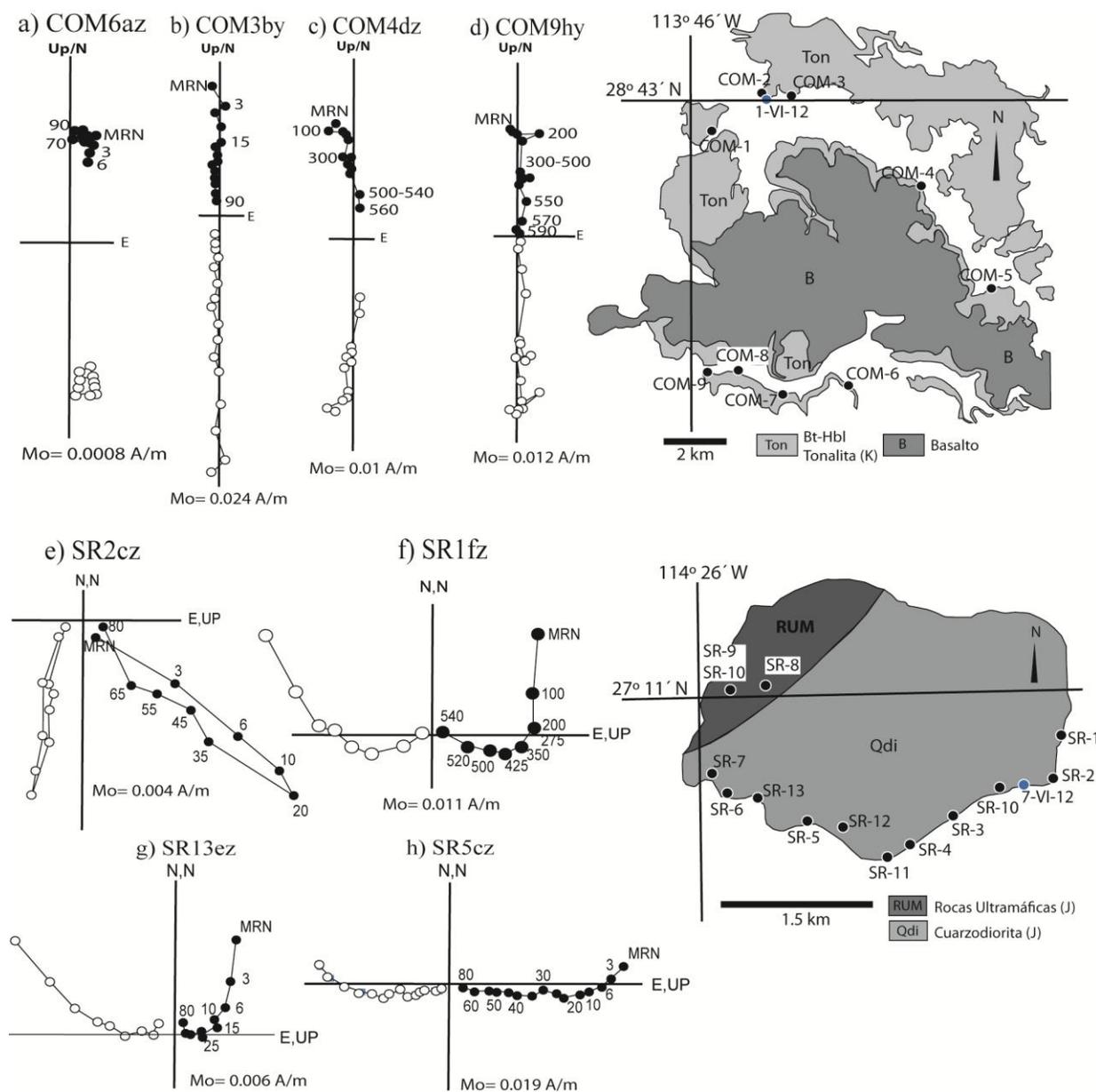


Figura 63. Diagramas ortogonales de desmagnetización del plutón Compostela en la zona transicional del Cinturón Batolítico Peninsular (a)-(d) y del plutón San Roque (e)-(h) en la península de Vizcaíno. Las convenciones de la gráfica son como en la Figura 59.

### 5.3.3.6 San Roque

El plutón San Roque se ubica al oeste del CBP en la península Vizcaíno (Figura 56). El comportamiento magnético de este plutón Jurásico difiere del de los intrusivos Cretácicos asociados con el arco Alisitos. Las diferencias principales radican en el traslape de sus componentes remanentes y en las direcciones ESE de sus componentes. La MRN de las muestras tienen una alta intensidad de magnetización del orden de 0.25 A/m. Las curvas de desmagnetización muestran la presencia de dos a tres componentes claramente separadas con temperaturas de desbloqueo parcialmente traslapadas (Figura 63e-h). La magnetización característica se obtiene generalmente con valores intermedios de AF de 30-80 mT o a temperaturas entre los 500°C y 560°C durante la desmagnetización térmica. Las temperaturas máximas de desbloqueo no pudieron determinarse en muestras que se desintegraban al calentarlas por encima de los 560°C.

Las direcciones medias de los sitios para SR están definidas para aquellos sitios con  $\alpha_{95} < 20^\circ$ . Cada sitio está determinado por un mínimo de cinco muestras independientes (Tabla 6). La dirección media global para el plutón se calculó a partir de 10 de los 13 sitios muestreados y está definida con un  $\alpha_{95} = 9.5^\circ$  y  $k = 26.62$  (excluyendo los sitios SR2, SR8 y SR9 que muestran orientaciones inconsistentes). La dirección media del plutón es discordante con respecto a la dirección de referencia para el Jurásico en Norteamérica (Figura 64a).

Vale la pena mencionar que los sitios SR2 y SR9 se comportan de manera diferente a los demás. La dirección característica del sitio SR2 se orienta hacia el sur con una inclinación negativa (polaridad inversa, Figura 63e) una vez que es removida una dirección traslapada con dirección hacia el norte. La ChRM del sitio SR9 se dirige hacia el norte.

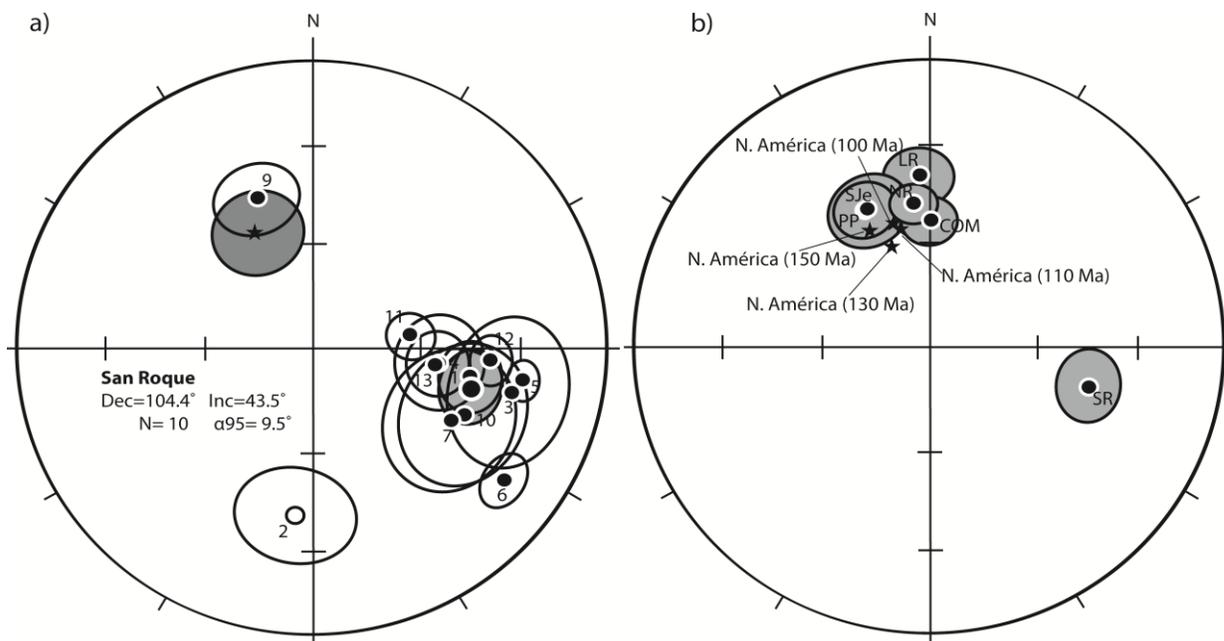


Figura 64. (a) Proyección estereográfica de los resultados de la media de los sitios y sus intervalos de confianza de las muestras del plutón San Roque en la península de Vizcaíno. Los círculos sólidos y abiertos son proyecciones en el hemisferio inferior y superior, respectivamente. Las convenciones de la gráfica son como en la Figura 7. (b) Resumen de las direcciones medias de los plutones a lo largo de la sección estudiada, con sus intervalos de confianza. SJe, plutón San Jerónimo; NR, plutón Nuevo Rosarito; PP, plutón Punta Prieta; LR, plutón La Rinconada; COM, plutón Compostela; SR, plutón San Roque. La dirección de referencia esperada para las diferentes edades de los plutones está representada con una estrella.

## 5.4 Discusión

Desde un punto de vista regional, todos los plutones del Cretácico Medio, con excepción de Compostela, están ubicados en la zona oeste del CBP (Figura 65b). Los plutones pueden contener gabro y diorita en sus núcleos. El plutón Punta Prieta intrusión rocas volcánicas del Grupo Alisitos, mientras que los otros intrusionan secuencias volcanosedimentarias jurásicas. En la parte este del plutón Compostela entre las rocas encajonantes afloran unidades sedimentarias metamorizadas que se consideran de afinidad continental y, en consecuencia, serían al menos de edad Paleozoica. La presencia de dos tipos de rocas encajonantes diferentes define a esta región como un área clave para la localización de la zona de unión entre el arco de islas Jurásico-Cretácico temprano, desarrollado sobre corteza oceánica, y el margen

continental. El régimen tectónico durante la evolución del arco magmático Jurásico-Cretácico está caracterizado por subducción oblicua (Dickinson y Lawton, 2001; Hopson et al., 2008) y, en consecuencia, se espera que se registre algún nivel de distorsión en las direcciones paleomagnéticas de las rocas plutónicas, al igual que el observado a las latitudes de San Pedro Mártir ( $\sim 31^\circ\text{N}$ ; Molina-Garza et al., 2014) o San Diego, California ( $\sim 33^\circ\text{N}$ ; Symons et al., 2008).

En el margen oeste del CBP, el plutón Punta Prieta ( $128.1 \pm 2.1$  Ma) muestra un comportamiento magnético que sugiere que la magnetización está contenida en la magnetita con una fase magnética de  $H_c$  baja (Figura 57b). La dirección media de este plutón es de  $D = 334.9^\circ$ ,  $I = 46.8^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 8.1^\circ$ ,  $N = 12$  sitios. Esta dirección difiere de la dirección actual del campo geomagnético ( $D = 0^\circ$ ,  $I = 49.4^\circ$ ) y, la observación de dos sitios con polaridad inversa, indican un largo periodo de enfriamiento. También sugiere que la adquisición de la magnetización precede al superchron de polaridad normal del Cretácico, el cual empezó a 125 Ma (Biggin et al., 2008). En los plutones San Jerónimo y Nuevo Rosarito las intensidades de la MRN son más altas probablemente por el gran contenido de minerales ferromagnéticos ( $\geq 7\%$ ) como la titanomagnetita en los gabros y dioritas. Las curvas de histéresis y los patrones de desmagnetización de las muestras apoyan la interpretación de que la fase magnética de  $H_c$  bajo (magnetita) contiene la remanencia. El plutón La Rinconada está yuxtapuesto al plutón San Jerónimo, pero tiene intensidades de MRN más bajas. Los sitios RIN39 y RIN40 (Figura 61) muestran un comportamiento errático en la remanencia, debido posiblemente a que son rocas tonalíticas y granodioríticas de grano grueso ricas en biotita y con un bajo contenido de magnetita. El intrusivo estudiado más hacia el este es el plutón Compostela. Está emplazado en una zona que puede ser considerada como transicional porque está emplazado en rocas volcánicas Jurásicas en su lado oeste y en rocas metasedimentarias de presumible afinidad continental en su margen este. Las muestras de Compostela tienen las intensidades de MRN con los valores más bajos, para las cuales la magnetización característica se obtuvo por campos alternos (AF) con valores altos hasta de 90 mT o a temperaturas de desbloqueo por encima de los  $560^\circ\text{C}$ . Las propiedades magnéticas de este plutón están dominadas por hematita

(Figuras 57c y 58d). Los parámetros magnéticos de estas rocas apoyan el esquema regional, que indican que los plutones de la zona este tiene las concentraciones modales más bajas de titanomagnetita. De hecho, el plutón Compostela se localiza en una zona de transición donde los datos aeromagnéticos muestran una respuesta de campo total que es menor a la detectada en la zona oeste, pero más alta que la registrada en la zona este donde los plutones de tipo S están expuestos (Delgado-Argote et al., 2012; Avilez-Serrano, 2012).

Los datos paleomagnéticos obtenidos en este estudio están resumidos en la Tabla 7 y Figura 64b. Seleccionamos las referencias cratónicas de Torsvik et al. (2012) y nuestros datos se compararon con las direcciones esperadas calculadas para los diferentes polos de referencia de acuerdo con la edad U-Pb de cada plutón: 66.2°N y 177.6°E (150 Ma), 71.3°N y 198.2°E (130 Ma), 74.2°N y 185.4°E (110 Ma), y 75.0°N y 185.2°E (100 Ma).

Los datos paleomagnéticos muestran que las direcciones medias generales para los plutones Punta Prieta de ~128 Ma y San Jerónimo de ~115 a 104 Ma, ubicados a lo largo del sector oeste del CBP, son ligeramente discordantes, sugiriendo una aparente pero no significativa estadísticamente rotación en sentido antihorario con respecto a la referencia del cratón de  $-7.1^\circ \pm 10.2^\circ$  y  $-6.7^\circ \pm 13.7^\circ$ , respectivamente. Estas rotaciones inferidas de los intrusivos gabróticos de la región del extremo oeste difieren de las rotaciones en sentido horario observada en la mayoría de los trabajos paleomagnéticos previos realizados en el CBP (e. g. Hagstrum et al., 1985; Dickinson y Butler, 1998; Böhnell et al., 2002; Symons et al., 2008; Molina-Garza et al., 2014). Sin embargo, los valores de incertidumbre son tan altos que las direcciones discordantes caen dentro del error. Los plutones vecinos La Rinconada y Nuevo Rosarito se localizan a lo largo de la misma zona oeste y arrojan resultados ligeramente discordantes, indicando una rotación aparente en sentido horario de  $10.6^\circ \pm 10.5^\circ$  y  $13.6^\circ \pm 8.6^\circ$  con respecto al cratón de referencia, respectivamente (Figura 65; Tabla 7).

Los plutones Punta Prieta y La Rinconada tienen los valores de discordancia más grandes en la inclinación ( $12.7^\circ \pm 7.1^\circ$  y  $14^\circ \pm 8.1^\circ$ , respectivamente). Cerca de la

frontera de México-EUA, valores similares se han encontrado en rocas al norte del batolito ( $12.0^\circ \pm 5^\circ$ ) y ( $8^\circ \pm 5^\circ$ ) al este de San Diego, California por Hagstrum et al. (1985) y Symons et al. (2008), respectivamente, y en los diques San Marcos ( $10^\circ \pm 5^\circ$ ) localizados al noreste de Ensenada, Baja California por Böhnel et al. (2002). En la última de estas áreas Böhnel et al. (2002) corrigieron las inclinaciones en  $11^\circ$  hacia el NE considerando la orientación de los diques. Por su parte, Symons et al. (2008) encontró que los bloques fallados del este de San Diego, California estaban basculados  $10^\circ$  con el lado ENE levantado. En la región de San Pedro Mártir ( $31^\circ\text{N}$ ), Ortega-Rivera et al. (1997), basándose en edades de enfriamiento, infirió un basculamiento con levantamiento del NE de  $\sim 15^\circ$ . De acuerdo con evidencias previas a lo largo del CBP, inferimos que la inclinación observada en nuestra área de estudio puede explicarse de acuerdo con una historia similar de basculamiento con levantamiento del lado NE. Del plutón Compostela ( $28.7^\circ\text{N}$ ; 97.3 Ma) se obtuvieron datos que pueden ser comparados con los plutones casi contemporáneos El Potrero ( $30.9^\circ\text{N}$ ; 102.5 Ma; Chávez-Cabello et al. 2006) y San José ( $31^\circ\text{N}$ ; 105.6 Ma; Johnson et al. 2003), ambos localizados al oeste de la SSPM cerca de la latitud  $31^\circ\text{N}$ , en los cuales se observaron las direcciones paleomagnéticas más discordantes reportadas para el CBP (Molina-Garza et al., 2014) (Figura 1). Los tres plutones intrusionan a zonas transicionales similares (Figura 65). De acuerdo con Molina-Garza et al. (2014), las discordancias paleomagnéticas observadas hacia el norte son el resultado de un basculamiento referido a un eje semi-horizontal y que la deformación fue acomodada a lo largo de la falla Rosarito y la falla inversa principal Mártir (Main Mártir thrust), la cual estuvo activa durante el emplazamiento de los plutones. Estas observaciones sugieren que la mayor parte de la deformación registrada en la zona de transición está relacionada con acortamiento compresivo durante el Cretácico Medio. Si el cinturón central compresivo se extiende  $\sim 800$  km a lo largo del CBP, el plutón contemporáneo Compostela debió haber registrado discordancias paleomagnéticas similares porque está emplazado en la zona de transición entre cortezas Jurásicas y Paleozoicas proyectada hacia el sur (Figura 65). Los resultados del plutón Compostela dieron una rotación horaria de  $16.4^\circ \pm 16.1^\circ$  y  $0.6^\circ \pm 11.9^\circ$  de inclinación, que es casi la mitad de la rotación observada en el área  $31^\circ\text{N}$  y no hay basculamiento distinguishable (Figura 65).

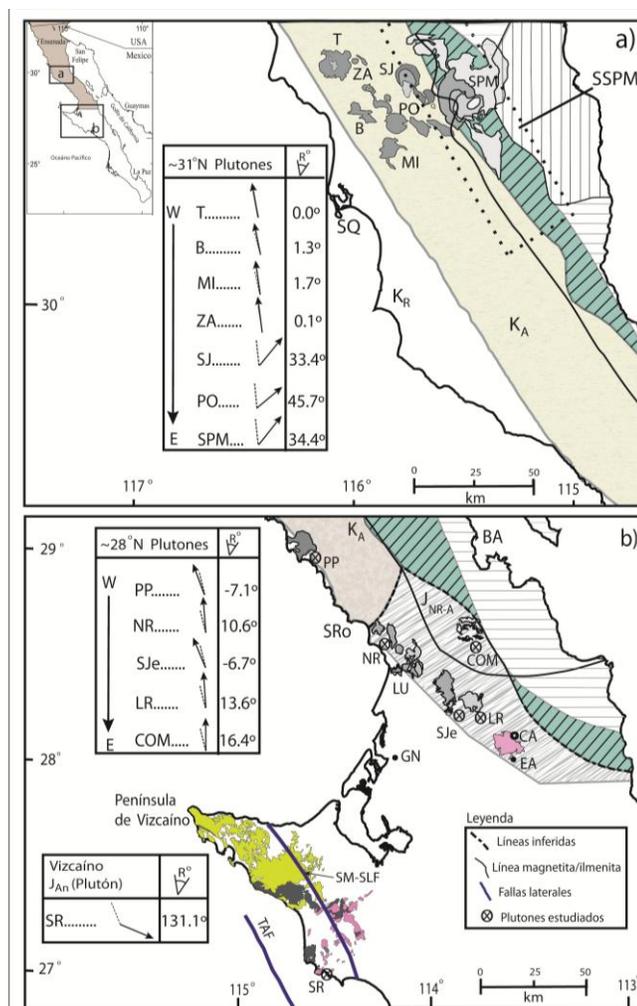


Figura 65. Mapa geológico simplificado del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) y de la península Vizcaíno, mostrando el basamento modificado de las provincias tectonoestratigráficas y del arco volcánico Cretácico Alisitos según Schmidt et al. (2002). SSPM, Sierra San Pedro Mártir; FTA, falla Tosco-Abrejos; FSM-SL, falla Santa Margarita-San Lázaro. Plutones y localizaciones de la sección en 31°N: B, Aguaje del Burro; MI, El Milagro; PO, El Potrero; SJ, San José; SPM, San Pedro Mártir; T, San Telmo; ZA, La Zarza. Los cuerpos plutónicos estudiados en porción meridional del CBP (27°-29°N) están representados por su forma y localización: PP, Punta Prieta intrusiva la secuencia J<sub>NR-A</sub>; LR, La Rinconada; NR, Nuevo Rosarito; y SJe, San Jerónimo están emplazados en las secuencias J<sub>NR-A</sub>. COM, Compostela se localiza entre corteza jurásica (J<sub>NR-A</sub>) y paleozoica (depósitos de talud del Or-Perm) y SR, San Roque localizado en la península Vizcaíno. Un resumen de las rotaciones está insertado en tablas: (a) Resultados según Molina-Garza et al. (2014) de la sección en 31°N. Los plutones de la zona oeste T, B, MI y ZA del CBP son estables, mientras que los plutones localizados en la zona transicional SJ, PO y SPM están rotados. (b) Resultados del análisis de los plutones a 28°N; están ligeramente rotados en sentido horario y el plutón más al este (COM) también está rotado en sentido horario. (c) Resultados para el plutón San Roque de la península Vizcaíno muestran una rotación grande en sentido horario. La líneas punteadas están inferidas, indicando los límites ente las secuencias J<sub>NR-A</sub> y las rocas clásticas de tras arco. La línea magnetita/ilmenita trazada es de Gastil et al. (1990). Localidades de referencia: BA, Bahía de los Ángeles; C, Calamajué; EA, El Arco; SQ, San Quintín; SRO, Santa Rosaliita.

Tabla 7. Polos y direcciones paleomagnéticas del transecto del Cinturón Batolítico. R y F son los parámetros de rotación y flattening con sus respectivos errores  $\Delta R$  y  $\Delta F$ , usando los polos de referencia de Torsvik et al. (2012). Otros parámetros estadísticos están definidos en la Tabla 8.

Plutón	Coordenadas		Paleopolo	Sitios	Estadística	Referencia
Punta Prieta	28°48.9'N	114°21.6'W	68.7°N, 160.8°E	12	K=19.58, A95=10.6	Este estudio
La Rinconada	28°23.2'N	114°43.1'W	84.1°N, 100.0°E	6	K=50.39, A95=9.5°	Este estudio
Nuevo Rosarito	28°36.4'N	114°3.7'W	84.5°N, 171.0°E	7	K=63.79, A95=7.6°	Este estudio
San Jerónimo	28°21.2'N	113°55.2'W	71.3°N, 161.2°E	6	K=27.07, A95=13.1°	Este estudio
Compostela	28°43.2'N	113°43.8'W	83.9°N, 250.7°E	7	K=79.84, A95=6.8°	Este estudio
San Roque	27°10.3'N	114°24.4'W	0.6°N, 306.1°E	10	K=28.79, A95=9.2°	Este estudio
San Telmo	31°02.5'N	116°04.20'W	75.2°N, 170.9°E	15	K=110.0, A95=3.7°	Böhnel and Delgado-Argote (2000)
Aguaje del Burro	30°48.85'N	115°54.75'W	86.3°N, 204.6°E	7	K=119.9, A95=5.5°	Molina Garza et al. (2014)
Milagro	30°41.45'N	115°48.60'W	84.1°N, 210.2°E	8	K=66.7, A95=6.8°	Molina Garza et al. (2014)
La Zarza	30°53.5'N	115°49.4'W	78.8°N, 135.5°E	8	K=62.6, A95=7.1°	Molina Garza et al. (2014)
San José	30°59.1'N	115°44.75'W	65.5°N, 8.0°E	13	K=186.5, A95=3.0°	Molina Garza et al. (2014)
Potrero	30°59.1'N	115°38.8'W	55.0°N, 355.5°E	9	K=146.0, A95=4.3°	Chávez Cabello et al. (2006)
San Pedro Mártir	31°00.1'N	115°33.6'W	71.3°N, 335.5°E	11	K=40.7, A95=7.2°	Molina Garza et al. (2014)
S. Marcos-Testerazo	32°2'N	116°33.60'W	86.6°N, 248.1°E	26	K=35.5, A95= 4.8°	Böhnel et al. (2002)

Plutón	Paleopolo	Dirección	R $\pm$ $\Delta R$ , F $\pm$ $\Delta F$ (Torsvik et al., 2012)	Rotado	Dirección (R)	R1, F1 (Torsvik et al., 2012)
Punta Prieta	68.7°N, 160.8°E	334.9°-46.8°	-7.1 $\pm$ 10.2, 12.9 $\pm$ 7.1 (130 Ma)	66.1°N, 167.9°E	332.5°-50.3°	-9.5°, 9.4°
La Rinconada	84.1°N, 100.0°E	356.7°-40.5°	13.6 $\pm$ 10.5, 14.0 $\pm$ 8.1 (110 Ma)	83.5°N, 131.1°E	353.4°-43.7°	10.3°, 10.8°
Nuevo Rosarito	84.5°N, 171.0°E	353.7°-48.8°	10.6 $\pm$ 8.6, 6.0 $\pm$ 6.1 (110 Ma)	81.6°N, 182.2°E	351.1°-51.4°	8°, 3.4°
San Jerónimo	71.3°N, 161.2°E	336.4°-47.1°	-6.7 $\pm$ 13.7, 7.3 $\pm$ 9.5 (110 Ma)	68.7°N, 168.8°E	335.6°-50.1°	-7.5°, 4.3°
Compostela	84.9°N, 250.7°E	0.3°-53.9°	16.4 $\pm$ 16.1, 0.6 $\pm$ 11.9 (100 Ma)	81.9°N, 235.9°E	358.2°-56.1°	14.3°, -1.6°
San Roque	0.6°N, 306.1°E	104.4°-43.5°	131.1 $\pm$ 16.4, 9.5 $\pm$ 12.9 (150 Ma)	1.8°N, 309.5°E	79.1°-41.58°	105.8°, 11.4°
Comb. (K) PRB*				77.6°N, 173.6°E	348.3°-48°	5.2°-7.6°

Los datos paleomagnéticos de los plutones cretácicos del Cinturón Batolítico Peninsular (Punta Prieta, Nuevo Rosarito, San Jerónimo, La Rinconada y Compostela) arrojan un paleopolo medio combinado localizado en  $80.3^{\circ}\text{N}$ ,  $162.1^{\circ}\text{E}$  ( $N = 5$  plutones,  $A95 = 9.8^{\circ}$ ). Los polos de Baja California fueron rotados  $4.6^{\circ}$  con respecto a un polo de Euler en  $49^{\circ}\text{N}$ ,  $284.7^{\circ}\text{W}$  para considerar la apertura del Golfo de California (según González-García, 2003). Los polos rotados (Tabla 7) y el paleopolo combinado de los plutones del CBP son concordantes con respecto a Norteamérica. El polo combinado rotado se encuentra a una distancia angular de solo  $4.4^{\circ}$  de la referencia cratónica. Molina-Garza et al. (2014) reportaron valores similares ( $5.6^{\circ}$ ) para el polo combinado de los plutones rotados en  $31^{\circ}\text{N}$  en el sector oeste del CBP, el cual interpretaron como concordante con respecto a la referencia cratónica.

En términos generales, los resultados paleomagnéticos de los plutones meridionales del CBP no muestran un movimiento significativo durante el Cretácico Medio debido a deformación interna del CBP al compararlos con las rotaciones obtenidas en los plutones de las zonas de transición y este, a lo largo de la sección en  $31^{\circ}\text{N}$  (Tabla 7). Los granitoides no deformados desde Punta Prieta hasta Compostela cuyas edades U-Pb varían entre  $128.1 \pm 1.4$  Ma y  $97.3 \pm 1.5$  Ma, restringen el tiempo de la acreción de las secuencias Jurásico-Cretácico temprano con el margen de Norteamérica para antes del magmatismo del Cretácico Medio ( $\sim 100$  Ma) en la parte meridional del CBP. Esta interpretación concuerda con el modelo propuesto por Peña-Alonso et al. (2015), quienes sugieren que el evento de deformación prebatolítica, caracterizado por una transpresión diestra, debió haber ocurrido en el área de estudio durante el Cretácico Temprano, entre 132 y 128 Ma. Los plutones del Cretácico Medio del arco Alisitos en la parte meridional del CBP están emplazados dentro de rocas deformadas de un arco Jurásico que están expuestas en la sierra San Andrés ( $\sim 27.4^{\circ}\text{N}$ ) y El Arco ( $\sim 28^{\circ}\text{N}$ ). En la región entre Nuevo Rosarito y El Arco, las rocas prebatolíticas tienen una foliación tectónica que es paralela a la foliación magmática de los plutones del Cretácico Medio. La poca deformación observada en los plutones y las direcciones paleomagnéticas concordantes, apoyan la hipótesis de que los cuerpos intrusivos han estado estables desde su emplazamiento.

En contraste, el plutón San Roque de  $148.7 \pm 2.5$  Ma en la península Vizcaíno tiene resultados paleomagnéticos marcadamente discordantes, mostrando una rotación en sentido horario de  $131.1^\circ \pm 16.4^\circ$  y una inclinación de  $9.5^\circ \pm 12.9^\circ$  con respecto al paleopolo de referencia del Jurásico. El plutón San Roque está encajonado por un bloque de afinidad ofiolítica que, de acuerdo con Hopson et al. (2008), ha experimentado repetidos estados de rotación desde por lo menos el Kimeridgiano Tardío (entre 156 y 152 Ma). Hopson et al. (2008) consideran que el fragmento de litósfera oceánica es parte de las Coast Ranges Ophiolites (CRO) formadas a partir de dorsales propagantes durante el Jurásico en el margen oeste del sistema cordillerano, y proponen que seguido al cese de la subducción oblicua se desarrolló un sistema de fallas transformes derechas. En la parte oeste de la península Vizcaíno, al norte del plutón San Roque, Sedlock (2003) describe acortamiento en las ofiolitas de la sierra San Andrés, la cual fue afectada durante el Cretácico Temprano por una zona de fallas de rumbo. Se acepta generalmente (Fletcher et al. 2007) que durante el Mioceno Tardío el lado oeste de la península Vizcaíno estaba flanqueada por fallas laterales diestras (la falla de Tosco-Abreojos en el oeste y la falla proyectada hacia el norte de Santa Margarita-San Lázaro cerca de Punta Asunción; Figura 65b). Se considera que tanto los desplazamientos laterales del Mesozoico como los del Cenozoico a lo largo del margen de Vizcaíno pudieron causar las rotaciones de  $131^\circ$  en sentido horario del plutón San Roque (Figuras 65b y 66). Una rotación grande, como la observada en el plutón San Roque, también ha sido documentada en secuencias ofiolíticas del norte de California ( $119^\circ$ ; Mankinen et al., 1991) y en rocas ígneas del Terciario al sur de California ( $>80^\circ$ ; Kamerling y Luyendyk, 1985; Atwarer, 1998).

Nuestros resultados también apoyan interpretaciones previas en las que no se encontró movimiento latitudinal significativo entre Vizcaíno, el CBP y el continente (e. g. Böhnell et al., 2002; Symons et al., 2003; Vaughn et al., 2005) excepto por los  $\sim 3^\circ$  (315 km) del movimiento durante el Neógeno relacionado al sistema de fallas laterales derechas del sistema transforme San Andrés.

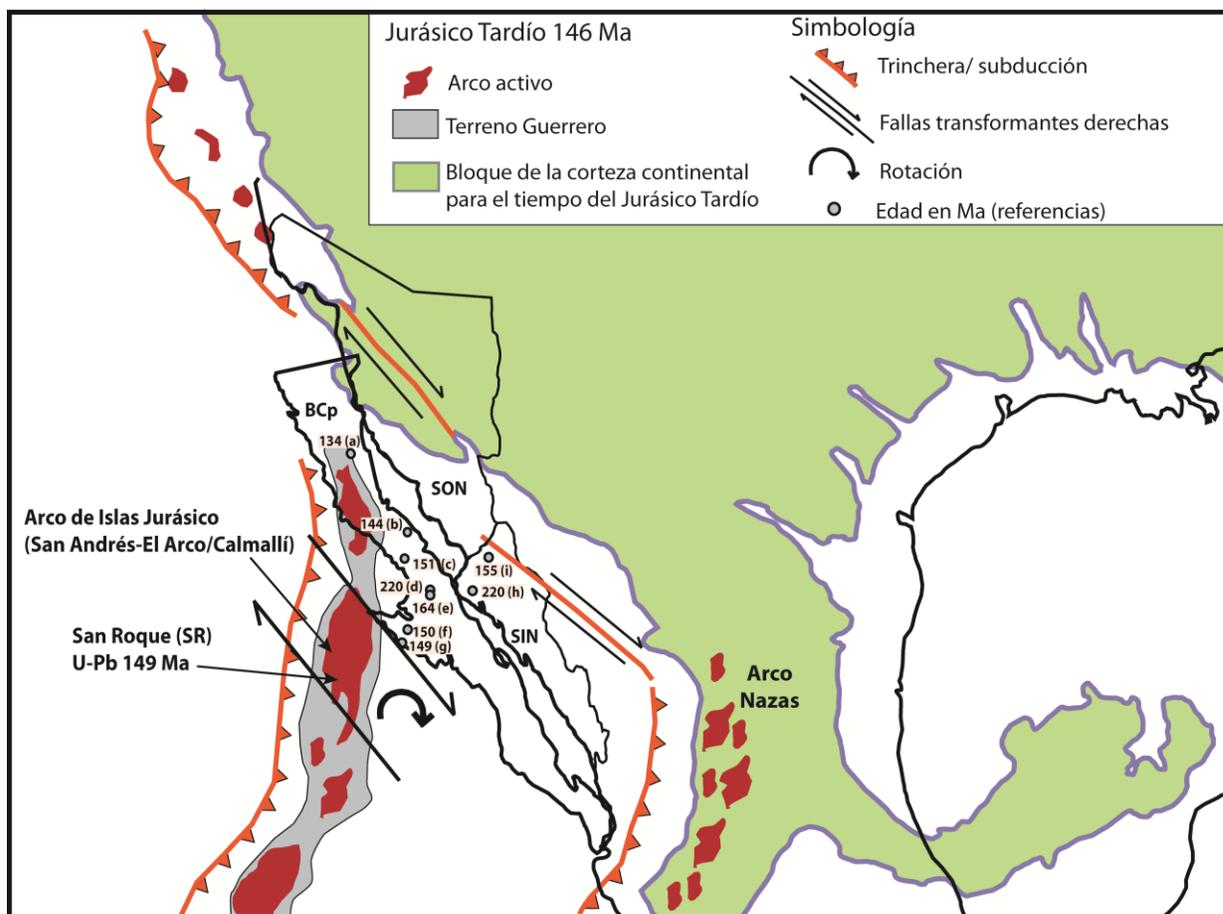


Figura 66. Reconstrucción paleogeográfica hipotética del Jurásico-Cretácico Temprano para el noroeste de México, modificado de Blakey (<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/namK140.jpg>). Fallas transformantes derechas basadas en Hopson et al. (2008). Edades U-Pb de referencia para rocas plutónicas son de: (a) Johnson et al. (2003; plutón Concepción); (b) Aisleben (2005; Sierra Calamajué); (c) Peña-Alonso et al. (2012; complejo plutónico La Unión); (d) Kimbrough (2008; Calmallí); (e) Valencia et al. (2006; El Arco); (f) Kimbrough y Moore (2003; Sierra San Andrés); (g) este trabajo (plutón San Roque); (h) Anderson y Schmidt (1983; gneiss Francisco); Vega-Granillo et al. (2012; granito Cubampo). BCp, Baja California península; SIN, Sinaloa; SON, Sonora.

## 5.5 Conclusión

Punta Prieta es el plutón más viejo (~128 Ma) reconocido en la parte meridional del CBP. Intrusiona rocas volcánicas del Grupo Alisitos del Cretácico Temprano. Una secuencia principalmente volcánica con afinidad de arco de islas del Jurásico Tardío encajona los cuerpos plutónicos del Cretácico Medio a lo largo del margen sureste desde el plutón Nuevo Rosarito (~28.6°N) hasta la sierra El Arco (~28°N) (Figura 65).

Cerca de 25 km al este de Nuevo Rosarito, el plutón Compostela está encajonado en su parte oeste por rocas volcánicas y volcanoclásticas jurásicas y, en su parte este, el plutón intrusiona y contiene colgantes de rocas metasedimentarias interpretadas como rocas Paleozoicas de afinidad continental. Se interpreta que la corteza intrusionada por el plutón Compostela es transicional y similar a la zona central, descrita como zona de sutura en la parte oeste de la sierra San Pedro Mártir (31°N), donde los plutones han sido rotados desde ~33° (plutón San José) hasta ~45° (plutón El Potrero) (Molina-Garza et al., 2014).

De las cuatro series plutónicas del Cretácico Medio localizados en la frontera oeste de esta parte del CBP, dos (Punta Prieta y San Jerónimo) muestran una rotación anti-horaria menor (~7°), mientras que Nuevo Rosarito y La Rinconada, muestran rotaciones horarias que varían entre los 10.6° y 13.6°, respectivamente, cuyos márgenes de error son insignificantes. El plutón Compostela tiene una rotación horaria de 16.4°, la cual es considerablemente más pequeña comparada con la de los plutones en y al este de la zona de transición a la latitud de 31°N. Los cinco plutones Cretácicos arrojaron un valor de paleopolo combinado que, rotado para compensar la apertura del Golfo de California, resulta en un desplazamiento marginal hacia el norte de 5.2°, concordante con el polo de referencia de Norteamérica. Esta conclusión está en concordancia con los resultados de Peña-Alonso et al. (2012; 2015), que indican que las rocas del arco Jurásico que encajonan a los plutones del Cretácico Medio fueron deformadas como resultado de transpresión cerca del margen oeste del arco antes de ca. 132 Ma.

Las rocas plutónicas jurásicas de la península Vizcaíno han sido correlacionadas con las secuencias de arco localizadas en la región de Nuevo Rosarito-La Unión por Peña-Alonso et al. (2012) y con los depósitos de Cu en El Arco (Valencia et al., 2006). Nuestros datos paleomagnéticos del plutón San Roque de ca. 150 Ma en la península Vizcaíno, sugiere una rotación horaria de  $131^{\circ} \pm 16^{\circ}$ , indicando que esta región está intensamente deformada. Nuestra interpretación de la reconstrucción paleogeográfica del oeste de la península de Baja California incluye geometrías inestables que pudieron ser las responsables de la alta magnitud de rotación del plutón San Roque.

El fallamiento lateral mesozoico y cenozoico a lo largo del margen de la península Vizcaíno pueden explicar las rotaciones horarias de  $131^{\circ}$  del plutón San Roque. Nuestros resultados no apoyan un movimiento latitudinal significativo entre Vizcaíno, el CBP y el continente, con excepción del movimiento relacionado a las fallas laterales derechas del sistema San Andrés durante el Neógeno.

## 6. Implicaciones tectónicas y posibles correlaciones entre las rocas del CBP del Cretácico y las rocas intrusivas de la península Vizcaíno del Jurásico

En este capítulo se hace una síntesis de los rasgos estructurales, paleomagnéticos y petrológicos tratados en los capítulos III, IV y V, según se presenta en las figuras 67, 68 y 69. El objetivo es establecer algunas relaciones entre los procesos geodinámicos jurásico-cretácicos del occidente de México y el magmatismo del Cretácico Medio a Tardío del CBP. Dichas relaciones deben contemplar los procesos de deformación de la secuencia jurásica volcánica-volcanoclástica, metamorfizada en facies de esquistos verde principalmente, que encajona a los plutones meridionales del CBP. El análisis también considera las características geológicas y paleomagnéticas del intrusivo jurásico San Roque que intrusióna a la secuencia ofiolítica en la península Vizcaíno.

### 6.1 Jurásico Tardío-Cretácico Temprano

En la región de la península Vizcaíno en el Pacífico de Baja California afloran de manera discontinua los remanentes de corteza de tipo oceánica nombrados Ofiolita Península Vizcaíno del Triásico Superior ( $221 \pm 2$  Ma; Kimbrough y Moore, 2003). Las anfibolitas de esta secuencia ofiolítica se caracterizan por su composición química muy primitiva, con patrones de tierras raras planos y valores de  $\epsilon_{Nd(150)} +10.1$  de tipo MORB según los valores de DePaolo (1988). Este tipo de secuencias ofiolíticas también forman parte del basamento de la Isla Cedros donde se han obtenido edades de ca. 173 Ma (Kimbrough, 1982) y de donde datos isotópicos de basaltos almohadillados arrojan valores de  $\epsilon_{Nd(165)}$  de +9.1 a +9.4, similares a los de las rocas de la península Vizcaíno.

Estas secuencias ofiolíticas están intrusionadas por granitoides del complejo plutónico San Andrés-Cedros cuyas edades U-Pb en zircones son de  $163 \pm 3$  Ma,  $167 \pm 5$  Ma (Kimbrough y Moore, 2003) y  $148.7 \pm 2.5$  Ma (Torres-Carrillo et al., 2016). Las características químicas de estos intrusivos jurásicos son muy primitivas, con valores de  $\epsilon_{Nd(165-150)}$  positivos con un promedio de +8.4 y relaciones isotópicas  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$

(0.123 a 0.190) que sugieren procesos magmáticos regidos por cristalización fraccionada y que estos intrusivos no han sufrido mezcla cortical.

Hacia la parte central de la península de Baja California, en las sierras El Arco, El Cañón y El Veteado, afloran las rocas prebatolíticas del extremo sur del CBP, las cuales incluyen rocas ultramáficas, lavas con intercalaciones de calizas, basaltos almohadillados y depósitos volcanoclásticos (Caballero-Ramírez, 2014). No se han reportado edades para las rocas volcánicas, pero se infiere que son Jurásico Tardío-Cretácico Temprano por su similitud y continuidad estructural y estratigráfica con la secuencia de edad  $151.6 \pm 2.6$  Ma reportada en diques dioríticos y  $139.5 \pm 2.0$  Ma en brechas volcánicas de la región de Nuevo Rosarito, al NW de la sierra El Arco (Peña-Alonso et al., 2012). Más cerca, en la zona mineralizada de El Arco, Valencia et al. (2006) reportan un pórfido granodiorítico de  $164 \pm 6.5$  Ma. La secuencia prebatolítica está metamorfozada en facies de esquistos verdes y pueden llegar hasta anfibolitas de grado bajo, están foliadas con una tendencia promedio hacia el NW-SE con una inclinación de  $\sim 75^\circ$  hacia el NE.

En la región de la zona mineralizada El Arco, diques de diabasa tienen valores isotópicos similares a los encontrados en las rocas intrusivas del complejo San Andrés-Cedros en Vizcaíno ( $\epsilon_{Nd(165)} = +8.5$ ), mientras que los intrusivos granodioríticos de El Arco tienen valores  $\epsilon_{Nd(165)}$  promedio de +5.2. En las rocas intrusivas es evidente la variación en los valores de  $\epsilon_{Nd(t)}$ , aunque la razón  $^{147}Sm/^{144}Nd$  (0.114 a 0.125) se mantenga (Figura 46), sugiriendo un enriquecimiento de Nd menos radiogénico en los magmas félsicos debido a un proceso de asimilación cortical. Dicho proceso de asimilación cortical diferencia a los intrusivos de la región El Arco en el interior de la península de Baja California de los intrusivos jurásicos de la región de la península Vizcaíno en el margen Pacífico.

Hacia el norte de la sierra El Arco y hasta la latitud  $28.6^\circ N$  en Nuevo Rosarito, las rocas prebatolíticas correspondientes a intrusivos jurásicos exhiben deformación penetrativa y, según Peña-Alonso et al. (2012) llegan a alcanzar facies de gneis. Los mismos autores, en otros intrusivos dioríticos con grado metamórfico más bajo obtuvieron

edades U-Pb en zircones de  $151.6 \pm 2.6$  Ma. Al norte del plutón Nuevo Rosarito donde se fecharon zircones de una brecha volcánica en  $139.5 \pm 2.0$  Ma Peña-Alonso et al. (2012), el plutón La Unión intrusión a unidades metamorfozadas en facies de esquistos verdes de derrames y depósitos volcanoclásticos interestratificadas con metasamitas (Avilez-Serrano, 2012). Las secuencias sedimentarias interestratificadas con derrames andesíticos y otros depósitos volcanoclásticos se extienden hasta el margen occidental de los plutones Compostela, El Paraíso, El Rancho y Los Corrales. Las rocas encajonantes del plutón Los Corrales descrito por (Avilez-Serrano, 2012) son las mismas que encajonan al plutón Calmallí al norte de la sierra El Arco. Dos muestras de esta secuencia metavolcánica, una del sitio El Marmolito y otra del norte del plutón El Paraíso arrojaron edades máximas de depositación en el Jurásico temprano ( $\sim 200$  Ma), aportes de material detrítico además del Jurásico de fuentes con edad en el Permo-Triásico (250-300 Ma), Ordovícico y Silúrico (570-400 Ma) y Proterozoico medio (1,200-1,000 Ma). Alsleben et al. (2012) plantean que los granos de zircones detríticos jurásicos posiblemente derivan de la exhumación de las intrusiones jurásicas como en el sureste de California y sur de la sierra San Pedro Mártir. Peña-Alonso et al. (2015) también sugieren que las fuentes clásticas principales de las rocas metasedimentarias y volcanoclásticas al sur del CBP son parcialmente de los intrusivos jurásicos. Las poblaciones de zircones detríticos del Permo-Triásico, son similares a las señales encontradas en unidades metasedimentarias de la sierra Calamajué (Alsleben et al., 2012), las cuales se han correlacionado con fuentes provenientes de rocas ígneas del Pérmico documentadas en Sonora por Iriondo y Arvizu (2009). Las señales del Ordovícico-Silúrico y Proterozoico medio obtenidas en la muestra de la metasamita encajonante del plutón El Paraíso, son comparables con las obtenidas hacia el occidente en la región de la localidad El Marmolito. De la distribución de edades mencionada se puede interpretar que los depósitos volcanoclásticos de la región son contemporáneos, y es importante destacar la señal de material Permo-Triásico y Ordovícico-Devónico proveniente, muy probablemente, del macizo continental, al igual que las unidades del Grupo Ballenas al norte de Bahía de los Ángeles (Campbell y Crocker, 1993) y de la sierra Calamajué, según lo reporta Alsleben et al. (2012).

La deformación en estas secuencias volcánicas-volcanoclásticas, interpretadas como depósitos de cuencas intra-arco (Avilez-Serrano, 2012; Peña-Alonso et al., 2015; Torres-Carrillo et al., 2016), desarrolla una foliación promedio orientada  $322^{\circ}/78^{\circ}$ . Es importante destacar que la foliación orientada NW-SE con buzamiento al este es un rasgo característico de las rocas prebatolíticas en toda la región, desde las localidades de Nuevo Rosarito hasta las de El Arco, en una actitud estructural casi paralela a la zona de convergencia de los conjuntos litoestratigráficos de arco en el oeste y de afinidad continental en el este. Peña-Alonso et al. (2015) interpretan que la deformación de las rocas prebatolíticas en la región entre los plutones Nuevo Rosarito y sur de La Unión se debe al efecto de una transpresión dextral que también puede estar asociada con la generación de cuencas en las que se depositaron los horizontes volcanoclásticos, psamíticos y pelíticos, cuyas edades máximas de depositación comprenden entre  $\sim 140$  y  $\sim 132$  Ma (Peña-Alonso et al., 2012).

Hacia el occidente, en la península Vizcaíno, las rocas plutónicas jurásicas pueden correlacionarse cronológicamente con las secuencias de arco localizadas en la región de Nuevo Rosarito-La Unión (Peña-Alonso et al. (2012) y con la litología que contiene los depósitos de Cu en El Arco (Valencia et al., 2006). Los datos paleomagnéticos de este estudio en el plutón San Roque de ca. 150 Ma en la península Vizcaíno, sugiere una rotación horaria de  $131^{\circ} \pm 16^{\circ}$ , evidenciando la intensa deformación en esta región. El fallamiento lateral mesozoico y cenozoico a lo largo del margen de la península Vizcaíno pueden explicar las rotaciones horarias de  $131^{\circ}$  del plutón San Roque y, en vista de que nuestros resultados no apoyan un movimiento latitudinal significativo entre Vizcaíno, el CBP y el continente, con excepción del movimiento relacionado con las fallas laterales derechas del sistema San Andrés durante el Neógeno, se considera que el arco jurásico es autóctono.

La historia del Jurásico Temprano-Cretácico Tardío desde la península Vizcaíno y sur del Cinturón Batolítico peninsular puede resumirse de la siguiente manera: (a) El desarrollo de un arco de islas mediante subducción oblicua durante el Jurásico Temprano en un periodo desde ca. 173 Ma a ca. 150 Ma (Figura 67a y b). (b) La actividad magmática cesa parcialmente después de 140 Ma, tiempo en el cual se

desarrollan cuencas intra-arco donde se depositan secuencias psamíticas y en menor grado pelíticas con algunos horizontes carbonosos en la parte oriental, al sur del plutón La Unión (Figura 67c y d). (c) Alrededor de 130 Ma las cuencas se cierran y los depósitos se deforman hasta guardar una posición casi vertical que se mantiene hasta el restablecimiento de la actividad magmática característica del CBP a partir de ca. 115 Ma que corresponde a la edad más antigua en el plutón San Jerónimo. A principios de la actividad continua del CBP en algunos lugares, como en la región de La Unión, El Marmolito, al SE de Nuevo Rosarito, la deformación persiste dando lugar a estructuras de deformación transpresiva simultánea al emplazamiento de los plutones (Peña-Alonso et al., 2015).

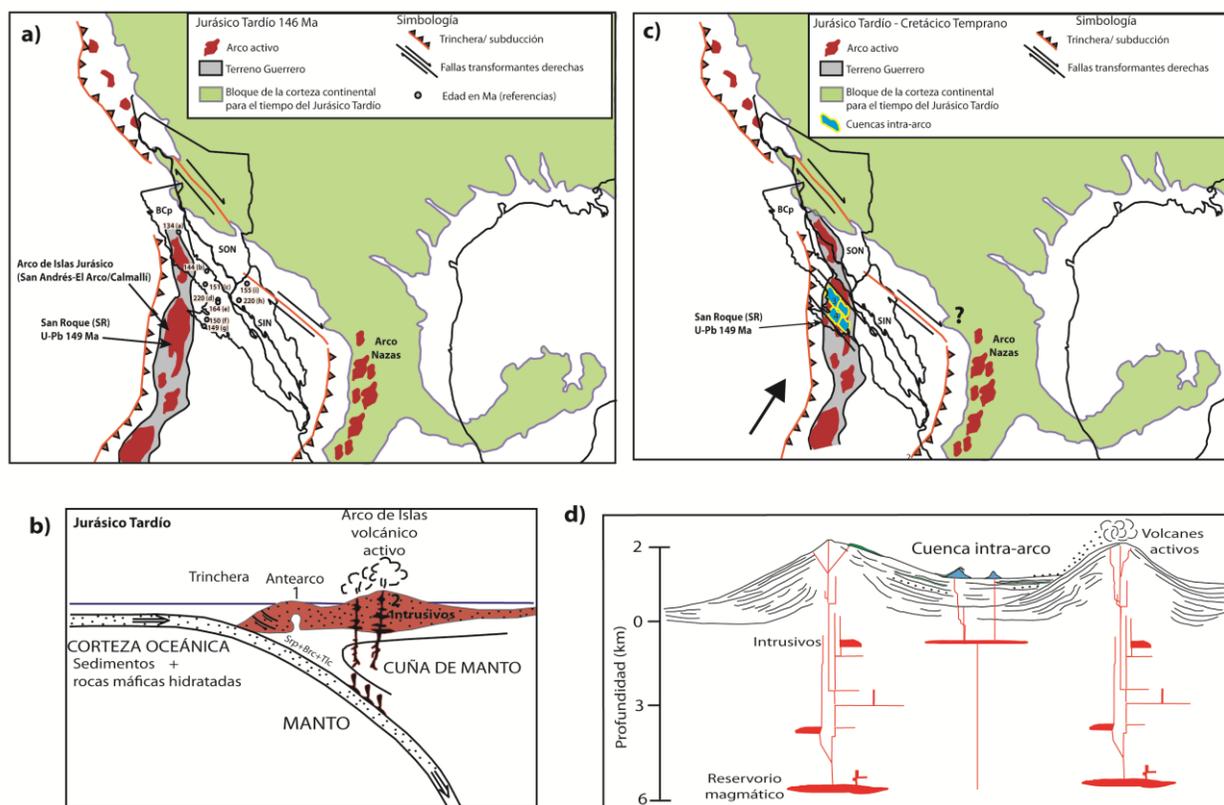


Figura 67. Reconstrucción paleogeográfica del Jurásico Tardío para el noroeste de México, modificado de Blakey (<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/namK140.jpg>). El sentido diestro de las fallas transformes está basado en las propuestas por Hopson et al. (2008). Se esquematiza el desarrollo de un arco de islas parautóctono mediante subducción oblicua durante el Jurásico Temprano en un periodo desde ca. 173 Ma a ca. 150 Ma. Las referencias de las edades se encuentran en la Figura 65. (b) Esquema de un sistema de arco de islas. En donde se esquematiza la deshidratación de la placa oceánica subducida, promoviendo la generación de fundidos ascendentes que intrusoran en la corteza también de afinidad oceánica. En la figura los números indican la asociación entre lo representado en el esquema y las localidades con las que se correlacionan. Modelo modificado de Best (2003). (c) Reconstrucción paleogeográfica hipotética del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano para el noroeste de México, modificado de Blakey (<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/namK140.jpg>). Mostrando el desarrollo cuencas intra-arco se muestra el movimiento relativo responsable de deformación transpresiva. BCp, Baja California península; SIN, Sinaloa; SON, Sonora. (d) Esquema del perfil que representa la apertura de cuencas intra-arco en donde se depositaron las secuencias volcánicas-volcanoclásticas jurásicas en la parte central de la península de Baja California.

## 6.2 Evolución magmática durante mediados del Cretácico al Cretácico Tardío.

Desde mediados del Cretácico el sur del CBP, el área de estudio entre las latitudes 28.8° y 28°N, registra una actividad magmática continua que promueve el emplazamiento de una serie de intrusivos con rangos de edades desde ca. 128 Ma en la costa Pacífico (plutón Punta Prieta) hasta ca. 100 Ma cerca del Escarpe del Golfo de California (plutones Compostela y San Pedro) (Figuras 68 y 69).

De manera similar a lo observado en el norte del CBP por Gastil et al. (1975), Gastil (1983), Gastil et al. (1990), Silver et al. (1979), DePaolo (1981), Gromet y Silver (1987), Schmidt et al. (2002) y Morton et al. (2014), los intrusivos del área de estudio se encuentran en tres zonas principales, las cuales se han discriminado siguiendo criterios estructurales, petrológicos, geoquímicos e isotópicos: 1) En la zona oeste (ZO; Figura 68), a la que pertenecen los plutones Punta Prieta, Nuevo Rosarito, San Jerónimo y Calmallí, las edades U-Pb en zircón varían desde 128.1 ± 2.1 Ma (Punta Prieta) hasta 102.4 ± 1.5 (La Rinconada). Con excepción de Punta Prieta, que se emplaza en rocas volcánicas del Grupo Alisitos, el resto de los plutones occidentales intrusionan a la secuencia volcánica-volcanoclástica del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano ( $J_{NR-A}$  en la Figura 1). Comúnmente, en la ZO los plutones están zonados y sus dimensiones son menores a las de los plutones de las otras dos zonas y, por su composición, sus texturas son más isotrópicas que las de los intrusivos del este del CBP. Las unidades con foliación magmática la muestran con dirección NW-SE. El rango composicional de las rocas de la ZO sigue la tendencia gabro-diorita-tonalita-granodiorita y puede alcanzar hasta la composición del granito, principalmente en diques. Los óxidos de Fe-Ti dominantes son la magnetita y la titanomagnetita (con ilmenita exsuelta) primaria que se concentran, en promedio, en ~3.8%. El contenido promedio de SiO<sub>2</sub> del conjunto analizado de los cinco plutones es de 61.4% con rangos desde 46.3% hasta 78.9%, el valor promedio de MgO# es de 35 y la relación promedio Sr/Y es 11. Sus patrones de tierras raras corresponden a magmas primitivos con tendencias subhorizontales y ligeras anomalías negativas de Eu en las rocas félsicas y sus valores  $\epsilon_{Nd}$  iniciales son

los más positivos obtenidos en los intrusivos del sur del CBP, con un promedio  $\epsilon_{Nd(t)}$  de +6.1, indicando una fuente en el manto empobrecido.

2) La zona transicional (ZT; Figura 68), en la que se encuentra el plutón Compostela, el cual se emplaza en una parte del límite entre la zona máfica rica en magnetita del oeste (ZO) descrita y la zona félsica rica en ilmenita del este (ZE) comparte características de las zonas que la flanquean. Al oeste del plutón Compostela la roca encajonante es la secuencia volcánica y volcanoclástica del Jurásico (Torres-Carrillo et al., 2016 ) y hacia el este el origen de la roca encajonante está ligado al margen continental de Norteamérica (Avilez-Serrano, 2012). En esta zona la corteza encajonante se considera que tiene características tanto del arco Jurásico-Cretácico, como del margen continental Paleozoico. Los plutones de la ZT se caracterizan por ser más grandes que los de la ZO, la dirección del flujo magmático está claramente definida en dirección NW-SE ( $344^{\circ}/83^{\circ}$ ) de acuerdo con su foliación notablemente más desarrollada que en los plutones máficos del oeste. También es clara la disminución en el contenido de minerales ricos en Fe, Mg y Ca, y es notable la presencia de titanita como accesorio. El contenido de óxidos de Fe-Ti disminuye ( $\sim 1\%$ ) y son principalmente magnetitas y escasas titanomagnetitas comparado con los plutones del oeste según Avilez-Serrano (2012). La composición de las rocas varía de cuarzodiorita hasta granodiorita, con un contenido promedio de  $SiO_2$  de 67.7% (65.3% a 69.3%), un valor promedio de MgO# de 27.6 y un radio de Sr/Y de 97.6. Tienen patrones de REE más enriquecidos en LREE y empobrecidas en HREE formando una pendiente más pronunciada en la tendencia general que las rocas de la zona oeste y los plutones son más jóvenes (el plutón Compostela es de  $97.3 \pm 1.5$  Ma). Otra característica importante de los plutones de la ZT, es la evidencia de asimilación de corteza continental en los magmas, pues se llegan a alcanzar valores de  $\epsilon_{Nd(100)}$  de -2.5.

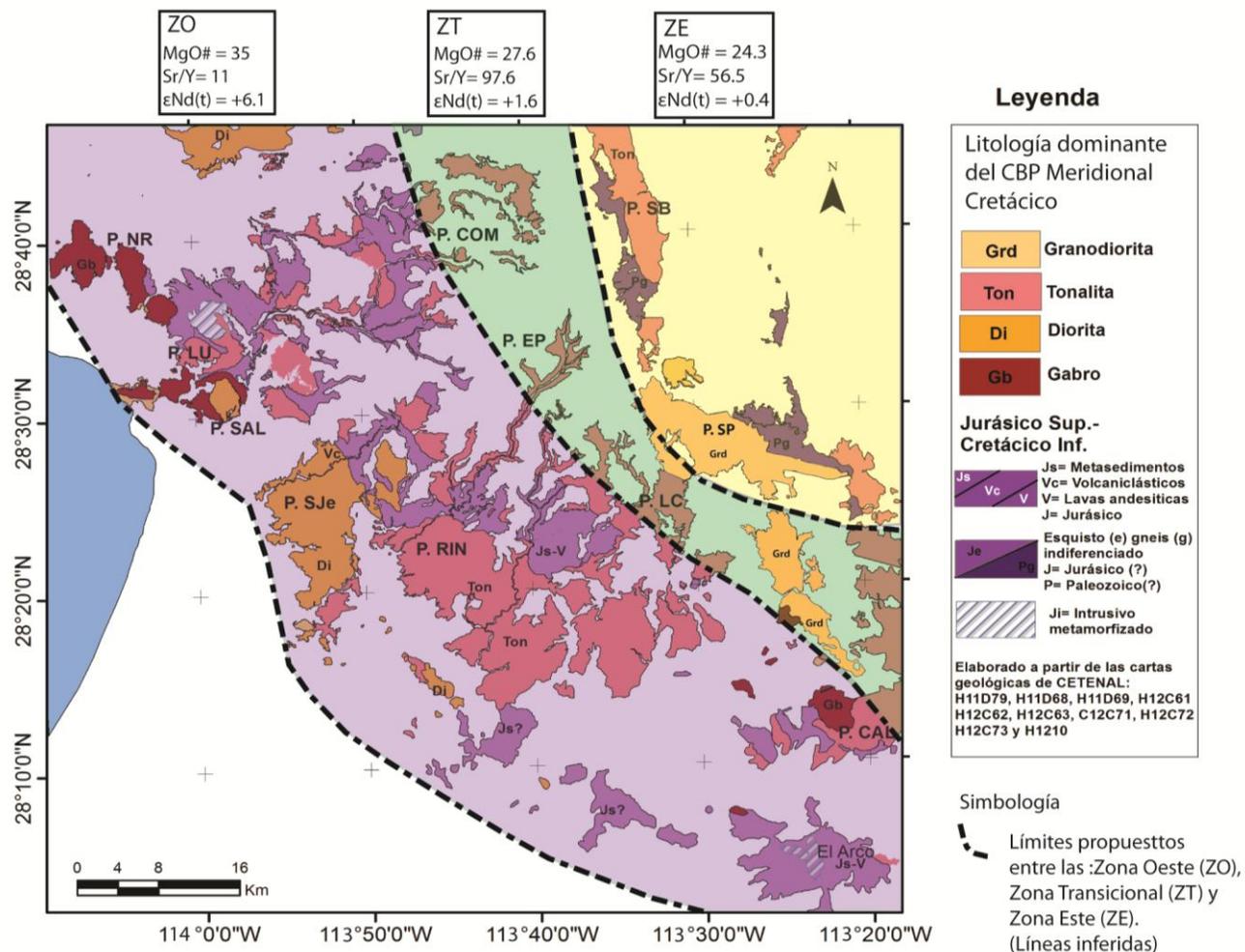
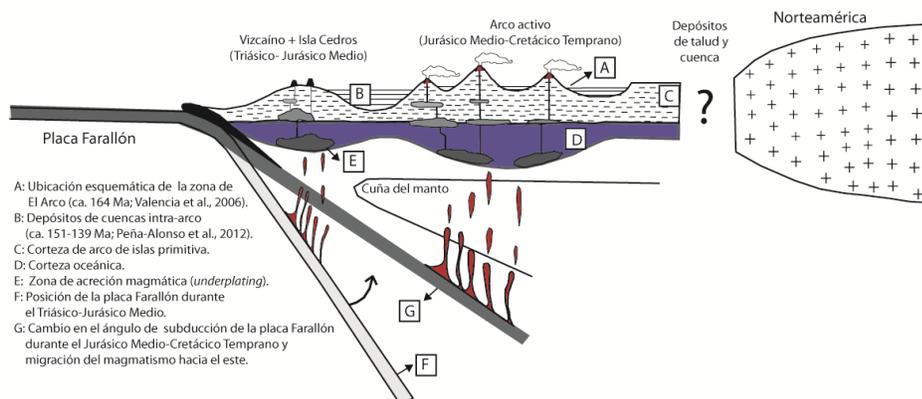
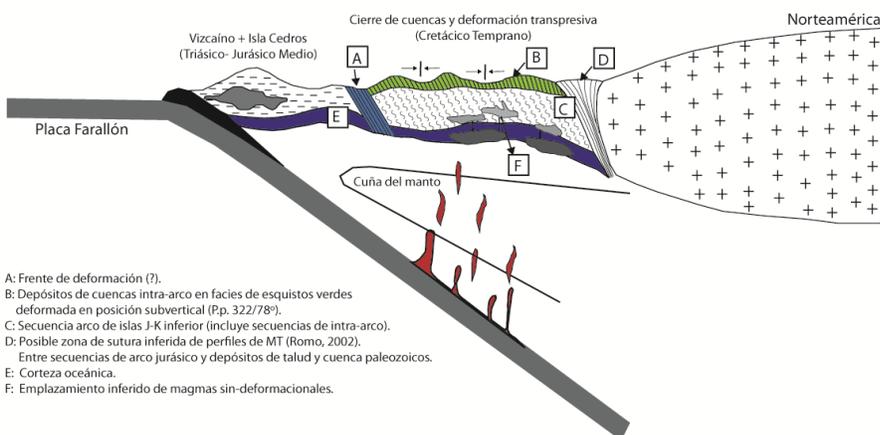


Figura 68. Mapa geológico del área de estudio indicando las tres zonas definidas a partir de su mineralogía, geoquímica e isótopos de Sm/Nd característico de cada complejo plutónico. Distribución de plutones: Zona oeste (ZO): P. NR, Nuevo Rosarito; P. Sje, San Jerónimo; P. RIN, La Rinconada; P. CAL, Calmallí. Zona transicional (ZT): P. COM, Compostela; P. EP, El Paraíso; P. LC, Los Corrales. Zona este (ZE): P. SB, San Borja; P. SP, San Pedro. Los valores de MgO#, Sr/Y y  $\epsilon\text{Nd}(t)$  representan los promedios para cada una de las zonas.

## a) Fase del desarrollo de cuencas intra-arco (~165-140 Ma)



## b) Fase del cierre de cuencas intra-arco (~130 Ma)



## c) Fase del emplazamiento de los plutones cretácicos del CBP (~128-100 Ma)

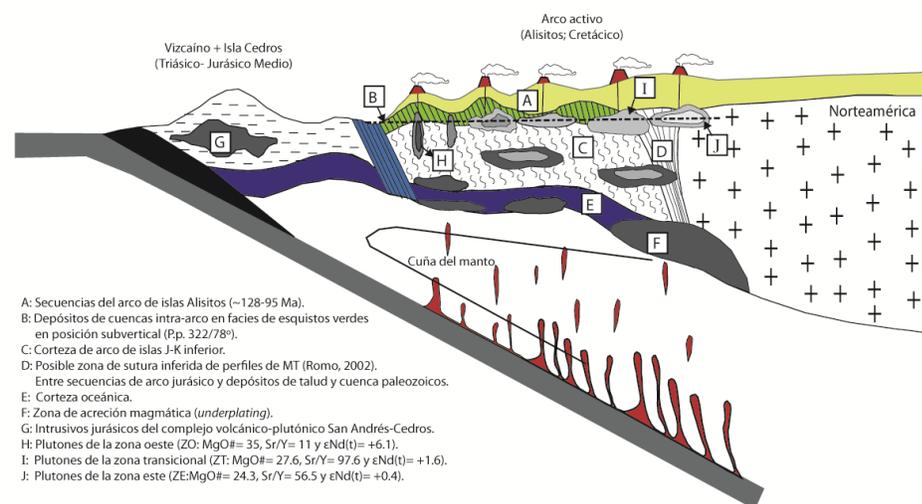


Figura 69. Representación esquemática de la evolución tectónica del sur del CBP entre ~165 Ma a ~100 Ma, según se describe en las etapas a) ~165-140 Ma, b) ~130 Ma y c) ~128-100 Ma. La línea punteada en la figura (c) representa el nivel inferido de erosión actual. Abreviaturas: P.p.= plano promedio

3) La zona este (ZE; Figura 68) en la que se encuentra el plutón San Pedro, los intrusivos están encajonados por una secuencia metasamítica y metapelítica con brechas polimícticas con fragmentos de lavas, asociadas por Delgado-Argote, et al. (2013) con secuencias de plataforma y talud de edad paleozoica, correlacionables con el Grupo Ballenas (Crock y Campbell, 1993). Las diferencias principales con respecto a los plutones de la ZT son menos evidentes que entre las zonas oeste y transicional, sin embargo, la presencia de granate y muscovita observable en muestra de mano en el plutón San Pedro los distingue claramente. El rango composicional de las rocas de la ZE varía desde cuarzodiorita que aflora sólo en diques, y granodiorita-granito que define la litología dominante. El contenido promedio de  $\text{SiO}_2$  es de 69.3%, un valor promedio de  $\text{MgO}\#$  de 24.3 y el radio de Sr/Y es 56.5. En la ZE los valores de  $\epsilon_{\text{Nd}(100)}$  varían desde +1.6 hasta -1.8, siendo estos los resultados de  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  más negativos obtenidos en el área de estudio. La edad del plutón San Pedro ( $104.8 \pm 2.5$  Ma) es similar a la de los intrusivos de la ZT.

Las variaciones geoquímicas y los valores  $\epsilon_{\text{Ndi}}$  de oeste a este, se interpretan como el reflejo de un decremento en componentes de manto y un incremento en componentes de corteza continental. Basándonos en este resultado y otras observaciones geoquímicas descritas en capítulos anteriores, podemos hacer una estimación de las contribuciones de corteza oceánica y continental para las diferentes zonas del sur del CBP. Por ejemplo, al utilizar los promedios de  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  para cada una de las zonas se interpreta que en la ZO ( $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = +6.1$ ) se generó a partir de fuentes en el manto empobrecido, mientras que en la ZT ( $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = +1.6$ ) los componentes de corteza involucrados en el magmatismo son arco oceánico mezclada con corteza continental y en la ZE ( $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = +0.4$ ), es más evidente una mezcla con corteza principalmente de tipo continental. Los valores de  $\epsilon_{\text{Ndi}}$  mencionados son concordantes también con los valores de las relaciones Nb/Yb, Ta/Yb y La/Yb, los cuales se incrementan de oeste a este, según han sido documentados en las rocas intrusivas del norte del CBP por Morton et al. (2014) quienes lo atribuyen a la progresiva interacción de los magmas con corteza continental.

Con respecto a la profundidad de segregación magmática, a partir de las relaciones promedio de Sr/Y y Gd/Yb para las diferentes zonas, se interpreta que procesos de diferenciación somera produjeron los magmas de la zona oeste con valores de Sr/Y y Gd/Yb bajos ( $\sim 11$  y  $\sim 1.3$ , respectivamente), que no son muy distintos a los reportados por Morton et al. (2014) para la zona oeste del norte del CBP, donde las relaciones de Sr/Y son de 13.6. En contraste, los procesos de diferenciación que produjeron los magmas de las zonas transicional y este debió llevarse a cabo a niveles más profundos, dando como resultado valores promedio de Sr/Y= 97.6 y Gd/Yb = 3.1 en la zona transicional y Sr/Y= 56.5 y Gd/Yb= 2.6 en la zona este. Desde el punto de vista regional, el régimen tectónico durante la evolución del arco magmático Jurásico-Cretácico está caracterizado por subducción oblicua (Dickinson y Lawton, 2001; Hopson et al., 2008) y, en consecuencia, se espera que se registre algún nivel de distorsión en las direcciones paleomagnéticas de las rocas plutónicas, al igual que el observado a las latitudes de San Pedro Mártir ( $\sim 31^{\circ}\text{N}$ ; Molina-Garza et al., 2014) donde los plutones han sido rotados desde  $\sim 33^{\circ}$  (plutón San José) hasta  $\sim 45^{\circ}$  (plutón El Potrero), ambos localizados en una zona transicional interpretada como zona de sutura. Sin embargo, el resultado del análisis paleomagnético de los plutones Punta Prieta, Nuevo Rosarito, San Jerónimo, La Rinconada y Compostela, dio como resultado que de las cuatro series plutónicas de mediados del Cretácico localizados en la frontera oeste de esta parte sur del CBP, dos (Punta Prieta y San Jerónimo) muestran una pequeña rotación anti-horaria ( $\sim 7^{\circ}$ ), mientras que los plutones Nuevo Rosarito y La Rinconada, muestran rotaciones horarias que varían entre los  $10.6^{\circ}$  y  $13.6^{\circ}$ , respectivamente, con márgenes de error insignificantes. El plutón Compostela localizado en el límite entre las zonas oeste y transicional tiene una rotación horaria de  $16.4^{\circ}$ , que es considerablemente más pequeña comparada con la de los plutones en y al este de la zona de transición en la latitud de  $31^{\circ}\text{N}$  de los plutones San José y San Pedro Mártir. Los cinco plutones Cretácicos arrojaron un valor de paleopolo combinado que, rotado para compensar la apertura del Golfo de California, resulta en un desplazamiento marginal hacia el norte de  $5.2^{\circ}$ , concordante con el polo de referencia de Norteamérica. Esta conclusión está en concordancia con los resultados de Peña-Alonso et al. (2012, 2015) que indican que las rocas del arco Jurásico que

encajonan a los plutones del Cretácico medio fueron deformadas como resultado de transpresión cerca del margen oeste del arco antes de ca. 132 Ma.

Relacionado con lo anterior, es notable que los plutones del área de estudio distribuidos en tres zonas distintas, tienen en común una foliación magmática orientada hacia el NW-SE, guardando un fuerte paralelismo con la dirección de la foliación por deformación de la secuencia encajonante volcánica-volcanoclástica del Jurásico, la cual se orienta en promedio  $322^{\circ}/78^{\circ}$  con buzamiento hacia el este ( $J_{NR-A}$  en la Figura 1). Esta concordancia sugiere que durante el emplazamiento, los magmas aprovechan las estructuras y discontinuidades de la roca encajonante que se desarrollaron durante el periodo transpresivo, razón por la que existe concordancia o paralelismo entre las foliaciones por deformación de la roca encajonante y la magmática desarrollada durante el emplazamiento, llegándose a observar muchas zonas de permeación magmática a través de los planos de foliación de la roca prebatolítica en muchas zonas del área de estudio y, en particular, en la región de El Marmolito al sureste del plutón La Unión (Avilez-Serrano, 2012). Estas evidencias confirman que al momento del emplazamiento de los magmas al sur del Cinturón Batolítico peninsular la roca encajonante ya se encontraba deformada, y que esta deformación debió ocurrir antes del emplazamiento del plutón más viejo fechado hasta el momento en la zona que tiene una edad de ~128 Ma (Punta Prieta).

La poca o nula deformación observada en los plutones, la relación estructural entre la roca encajonante y los plutones, así como el resultado de las direcciones paleomagnéticas concordantes, apoyan la hipótesis de que los cuerpos intrusivos han estado estables desde su emplazamiento (Torres-Carrillo, et al., 2016). La estabilidad de los plutones de mediados del Cretácico en el área de estudio sugiere que la relación entre los intrusivos cretácicos del CBP y las rocas encajonantes volcánicas-volcanoclásticas del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano en el oeste, y las unidades sedimentarias paleozoicas metamorizadas de afinidad continental del este, apoya un magmatismo continuo desarrollado en la zona de acreción tectónica de dos distintas cortezas de naturaleza distinta antes de ~130 Ma. En el mismo sentido, las diferencias petrológicas, geoquímicas e isotópicas observadas en los intrusivos de las zonas

oeste, transicional y este pueden interpretarse como producto de procesos geológicos relacionados a la profundidad de segregación magmática y fuente de los fundidos, la cual varía desde la zona de estabilidad de la plagioclasa en la zona oeste lo que implica profundidades más someras en la base de la segregación magmática, hasta alcanzar zonas de estabilidad de granate en la zona este a mayores profundidades. También en gran medida la variación en la características de los magmas se debe a la interacción con la corteza que atraviesan durante su emplazamiento, donde los plutones de la ZO involucran litósfera mesozoica con afinidad de arco de islas oceánico y los plutones de las zonas transicional y este tienen firmas isotópicas que evidencian su interacción con litósfera continental en el este.

## Literatura citada

- Ague, J.J., and Brandon, M.T. (1992). Tilt and northward offset of Cordilleran batholiths resolved using igneous barometry. *Nature*, 360(6400), 146-179.
- 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*, 29-59.
- Allmendinger, R.W. (2012a). FaultKinWin Ver. 5.6.3, a program for analyzing fault slip data for Windows™ computers. Recuperado de: [www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/faultkin-5-beta](http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/faultkin-5-beta).
- Allmendinger, R.W. (2012b). StereoWin for Windows. Versión 7.3.0. Recuperado de: [www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet-7-for-windows/](http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet-7-for-windows/).
- Alsleben, H. (2005). Changing characteristics of deformation, sedimentation, and magmatism as a result of island arc-continent collision (Ph.D. thesis): Los Angeles, CA, University of Southern California, En Alsleben, H., Wetmore, P.H., Gehrels, G.E. and Paterson, S.R., 2012. 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*, 54(1), 93-110.
- Alsleben, H., Wetmore, P.H., Gehrels, G.E., Paterson, S.R. (2012). 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*, 54(1), 93 –110.
- Alsleben, H., Wetmore, P.H., and Paterson, S.R. (2014). Structural evidence for mid-Cretaceous suturing of the Alisitos arc to North America from the Sierra Calaaajue, Baja California, Mexico *in*, Morton, D.M., and Miller, F.K., eds., *Peninsular Ranges Barholith, Baja California and Southern California. Geological Society of America Memoir 211*, 691-711.
- Anderson, T.H., and Schmidt, V.A. (1983). A model of the evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 941-966.
- Atwater, T. y Stock, J. (1998). Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States: an update. *International Geology Review*, 40(5): 375– 402.
- Avilez-Serrano, P. (2012). Petrología y ambientes de emplazamiento de los plutones de la zona centro-meridional del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación y Estudios Superiores de Ensenada (CICESE), 175 p.

- Barnes, D.A. (1984). Volcanic arc derived, Mesozoic sedimentary rocks, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico; en V.A. Frizzell (ed.), *Geology of the Baja California Peninsula. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section*, 39, 119-130.
- Barthelmy, D.A. (1979). Regional geology of the El Arco porphyry copper deposit, Baja California. *En: Abbott, P.L., Gastil, R.G., Editors, Baja California Geology, Field Guides and Papers. Geological Society of America*, 127–136.
- Beck, M.E. Jr. (1991). Case for northward transport of Baja and coastal southern California: Paleomagnetic data, analysis, and alternatives. *Geology*, 19(5), 506-509.
- 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, 1-7.
- Biggin, A.J., Van Hinsberben, D.J.J., Langereis, C.G., Straathof, G.B., and Deenen, M.H.L. (2008). Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron and in the Jurassic. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 169, 3-19.
- Böhnel, H. and Delgado Argote, L. (2000). Paleomagnetic data from northern Baja California (Mexico): results from the Cretaceous San Telmo batholith. *Geological Society of America Special Paper 334*, 157-165.
- Böhnel, H., Delgado-Argote, L., and Kimbrough, D.L. (2002). Discordant paleomagnetic data for middle-Cretaceous intrusive rocks from northern Baja California: latitude displacement, tilt, or vertical axis rotation?. *Tectonics*, 21(5), 13-1–13-12.
- Busby-Spera, C.J. (1988). Evolution of a Middle Jurassic back-arc basin, Cedros Island, Baja California: Evidence from a marine volcaniclastic apron. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 218-233.
- 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*, 26, 227–230.
- Busby, C.J. (2004). Continental growth at convergent margins facing large ocean basins: a case study from Mesozoic Baja California, Mexico. *Tectonophysics*, 392, 241-277.
- 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*, 149, 146.

- Butler, R.F., Dickinson, W.R., and Gehrels, G.E. (1991). Paleomagnetic of coastal California and Baja California: alternatives to large-scale northward transport. *Tectonics*, 10, 561-576.
- Caballero-Ramírez, V.H. (2014). Relaciones petrológicas y estructurales de las secuencias volcano-plutónicas del Jurásico tardío-Cretácico temprano en el área de Calmallí-Las Palomas, Baja California, México. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación y Estudios Superiores de Ensenada (CICESE), 88 p.
- Cambell, M. and Crocker, J. (1993). Geology west of Canal de Ballenas, Baja California, Mexico. In: The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California, in, Gastil, R.G., and Miller, R.H., eds., *Special Paper Geological Society of America* 279, 61-76.
- Carrasco, A.P., Kimbrough, D.L., and Herzig, C.T. (1995). Cretaceous arc-volcanic strata of the western Peninsular Ranges: comparison of the Santiago Peak Volcanics and Alisitos Group: Abstracts of Peninsular Geological Society International Meeting on Geology of the Baja California Peninsula, 3, 19 .
- 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*, 21, 3-21.
- Chávez-Cabello, G., Molina-Garza, R., Delgado-Argote, L., Contreras-Flores, R., Ramírez, E., Ortega-Rivera, A., Böhnell, H., and 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*, 424, 1-17.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J. (1974). *The interpretation of igneous Rocks* (pp. 450). London, Allen and Unwin,.
- Day, R., Fuller, M.D., and Schmidt, V.A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet, Inter*, 13, 260-267.
- Deer, W., Howie, R. and Zussman, J. (2013). *An introduction to the rock-forming minerals (3th Ed.)* (pp. 498). The Mineralogical Society,.
- Defant, M.J. and Drummond, M.S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 251-257.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., Pérez-Flores, M.A., Fernández-Tomé, R. (1995). Emplacement of the nucleus of the San Telmo pluton, Baja California, from geochronologic, fracture, and magnetic data. *En: Jacques-Ayala, C., González-León, C.M., and Roldán-Quintana, J., Editors, Studies on the*

Mesozoic of Sonora and Adjacent Areas. *Geological Society of America Special Paper 301*, 191-204.

- Delgado-Argote, L.A., Peña-Alonso, T.A., Weber, B., Molina-Garza, R.S., Böhnel, H., Valencia, V.A. (2007). Structural indicators for the emplacement of cretaceous plutonic complexes from the southern peninsular ranges batholith, Mexico. *American Geophysical Union Joint Assembly*, 88, 23.
- Delgado-Argote, L.A., Avilez-Serrano, P., Torres-Carrillo, X.G., Peña-Alonso, T.A., and Weber, B. (2012). Petrologic features and tectonic context of discrete plutons in the southwestern margin of the peninsular ranges batholith, Mexico: Geological Society of America Cordilleran Section - 108th Annual Meeting, Abstracts with Programs, 44, 74.
- Delgado-Argote, L.A., Caballero Ramírez, V.H., Torres-Carrillo, X.G., Weber, B., Vega-Granillo, R., Jaimes-Lugo, M.E. (2014). Contexto tectónico de las secuencias volcánicas y plutónicas del Jurásico tardío-Cretácico temprano en el área de Calmallí-El Arco, extremo meridional del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California. *GEOS*, 34(1), 330.
- DePaolo, D.J. (1981). A Neodymium and Strontium Isotopic Study of the Mesozoic CalcAlkaline Granitic Batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, 86, 10470-10488.
- DePaolo, D.J. (1988). *Neodymium isotope geochemistry: an introduction* (pp. 187). SpringerVerlag Berlin.
- Dickinson, W.R., and Lawton, T.F. (2001) Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1142-1160.
- Filmer, P.E., and Kirschvink, J.L. (1989). A paleomagnetic constrain on the Late Cretaceous paleoposition of northwestern Baja California, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 94, 7332-7342.
- Finch, J.W. and Abbott, P.L. (1977). Petrology of a Triassic marine section, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology*, 19, 253-273.
- Fisher, R.A. (1953). Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London, ser. A*, 127, 295-305.
- Fletcher, J.M., Grove, M., Kimbrough, D.L., Lovera, O., Gehrels, G.E. (2007). Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, 119 (11-12), 1313-1336.

- Fournelle, J., Marsh, B.D. (1991). Shishaldin Volcano: Aleutian high-alumina basalts and the question of plagioclase accumulation. *Geology*, 19, 234-237.
- 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*, 42, 2033-2048.
- Frost, B.R., Frost, C.D. (2008). A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. *Journal of Petrology*, 49(11), 1955-1968.
- García-Abdeslem, J. (2014). On the significance of magnetic anomalies from the Baja California Peninsula: its relationship with IOCG deposits and the deep crustal magnetic layer. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(2), 270-279.
- Gastil, R.G. (1983). Mesozoic and Cenozoic granitic rocks of Southern California and Western Mexico. En: Roddick, J.A. (editor), Circumpacific plutonic terranes. *Geological Society of America, Memoir 159*, 265-275.
- Gastil, R.G. (1991). Is there a Oaxaca-California megashear? Conflict between paleomagnetic data and other elements of geology. *Geology*, 19, 502-505.
- Gastil, R.G. (1993). Pre-batholithic history of Peninsular California. In: The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California, *in*, Gastil, R.G., and Miller, R.H., eds., *Special Paper Geological Society of America 279*, 145-156.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P., and Allison, G.C. (1975). Reconnaissance Geology of the State of Baja California. *Geological Society America Memoir*, 170 p.
- Gastil, R.G., and 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*, 9-16.
- Gastil, R.G., Diamond, J., Knaack, Ch., Wallawander, M., Marshall, M., Boyles, C., Chadwick, B. and Erskine, B. (1990), The problem of the magnetite/ilmenite boundary in southern and Baja California, *in*, Anderson, J.L., ed., *The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism. Geological Society of America Memoir 174*, 19-32.
- Gastil, R.G., Kimbrough, D.L., Kimbrough, J.M., Grove, M., and Shimiku, M. (2014). The Sierra San Pedro Mártir pluton, Baja California, Mexico, *in* Morton, D.M., and Miller, F.K., eds., *Peninsular Ranges Barholith, Baja California and Southern California. Geological Society of America Memoir 211*, 739-758.
- Gehrels, G., Valencia, V., and Pullen, A. (2006). Detrital Zircon Geochronology by Laser Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center, in Olszewski, T. (ed.), *Geochronology: Emerging Opportunities. Paleontology Society Papers*, 12, 67-76.

- Gehrels, G., Valencia, V., and Ruiz, J. (2008). Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9, Q03017.
- González-García, J. (2003). One decade of interseismic GPS observations over the Pacific-North America plate boundary at the latitude of the head of the Gulf of California. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 35(5), 22.
- Griffith, R., and 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*, 43-60.
- Gromet, L.P., and Silver, L.T. (1987). REE variations across the Peninsular Ranges batholith: Implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *Journal of Petrology*, 28, 77-125.
- Hagstrum, J.T., McWilliams, M.M., Howell, D.G., and Grommé, S. (1985). Mesozoic paleomagnetism and northward translation of the Baja California Peninsula. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 1077-1090.
- Hagstrum, J.T. (1990). Remagnetization and northward coastwise transport of Franciscan complex rocks, northern California: A reinterpretation of the paleomagnetic data. *Tectonics*, 9, 1221-1233.
- Hagstrum, J.T., and Sedlock, R.L. (1990). Remagnetization and northward translation of Mesozoic red chert from Cedros Island and the San Benito Islands, Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 102, 983-991.
- Herzig, C.T., and Kimbrough, D.L. (2014). Santiago Peak volcanics: Early Cretaceous arc volcanism of the western Peninsular Ranges batholith, southern California, in Morton, D.M., and Miller, F.K., eds., Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California. *Geological Society of America Memoir 211*, 345-364.
- Hanson, G.N. (1980). Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8, 371-406.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., and Wildeman, T.R. (1968). Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earth. In: L.H. Ahrens (Editor), Origin and Distribution of the Elements. Pergamon, Oxford, 889-912 .
- Hibbard, M.J. (1995). *Petrography to petrogenesis* (pp. 587). Prentice-Hall.
- Hickey, J. (1984). Stratigraphy and composition of a Jura-Cretaceous volcanic arc apron, Punta Eugenia, Baja California Sur, Mexico, in Fizzell, V.A., ed.,

Geology of the Baja California peninsula (field trip guidebook). *Society of Economic Paleontologist and Mineralogists*, Pacific Section, 39, 149-160.

- Hildebrand, R.S., and Whalen, J.B. (2014). Arc and Slab-Failure Magmatism in Cordilleran Batholiths II- The Cretaceous Peninsular Ranges Batholith of Southern and Baja California: *Geoscience Canada. The Paul Hoffman volume*, 399-458.
- Hopson, C.A., Mattinson, J.M., Pessagno, E.A., and Luyendyk, B.P. (2008). California Coast Range ophiolite: Composite Middle and Late Jurassic oceanic lithosphere, *in*, Wright, J.E., and Shervais, J.W, eds., Ophiolites, arcs, and batholiths: a tribute to Cliff Hopson. *Geologic Society of America Special Paper 438*, 1-102.
- Iriondo, A., and Premo, W.R. (2003). The Caborca block: An inhomogeneous piece of Paleoproterozoic crust in Sonora. *Geological Society of America Abstracts with programs*, 35(4), 67.
- Iriondo, A., and Arvizu, H.E. (2009). Permian (~275-258 Ma) granitic magmatism in NW Sonora, Mexico: The missing link to a large continental arc event in SW North America. *Geological Society of America Abstracts with programs*, 41(2), 35.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Johnson, S.E., Paterson, S.R., and Tate, M.C. (1999a). Structure and emplacement history of a multiple-center, cone-sheet-bearing ring complex: The Zarza Intrusive Complex, Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 111(4), 607-619.
- Johnson, S.E., Tate, M.C., and Fanning, C.M. (1999b). New geologic mapping and SHRIMP U-PB zircon data in the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Evidence for a suture?. *Geology*, 27, 743-746.
- Johnson, S.E., Schmidt K.L. and Tate, M.C., 2002, Ring complexes in the Peninsular Ranges Batholith, Mexico and USA: magma plumbing systems in the middle and upper crust. *Lithos*, 60, 187-208.
- Johnson, S.E., Fletcher, J.M., Fanning, C.M., Vernon, R.H., Paterson, S.R., and Tate, M. C. (2003). Structure, emplacement and lateral expansion of the San José tonalite pluton, Peninsular Ranges batholith, Baja California, México. *Journal of Structural Geology*, 25, 1933-1957.
- Kamerling, M.J., and Luyendyk, B.P. (1985). Paleomagnetism and neogene tectonics of the Northern Channel Islands, California: *Journal of Geophysical Research*, 90(B14), 12485-12502.

- 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, 11-28.
- Kimbrough, D.L. (1982). Structure, petrology and geochronology of paleoceanic basement terranes; Vizcaino Peninsula and Cedros Island, Baja California Sur. Ph. D. thesis, Santa Barbara, University of California, 395 p.
- Kimbrough, D.L., Smith, D.P., Mohoney, J.B., Moore, T.E., Grove, M., Gastil, R.G., Ortega-Rivera, A., and Fanning, C.M. (2001). Forearc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of southern and Baja California. *Geology*, 29, 491-494.
- Kimbrough, D.L., and 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, *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: Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper 374*, 43-72.
- Kimbrough, D.L., Abbott, P.L., Grove, M., Smith, D.P., Mohoney, J.B., Moore, T.E., Gehrels, G.E. (2006). Contrasting cratonic provenances for upper cretaceous Valle Group quartzite clasts, Baja California, A volume in honor of Patrick L. Abbott. Pacific section, SEMP 101, book No. 101, 97-110.
- Kimbrough, D.L., and Ledesma-Vazquez, J. (2008). Late Triassic Paleo-Oceanic Basement Framework of the Peninsular Ranges Batholith of Baja California; New Evidence from the El Arco-Calmalli District. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 40(6), 199.
- Kimbrough, D.L., Grove, M., and Morton, D.M. (2014). Timing and significance of gabbro emplacement within two distinct plutonic domains of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California. *Geological Society of America Bulletin*, doi: 10.1130/B30914.1
- Kistler, R.W., Wooden, J.L., Premo, W.R., and Morton, D.M. (2014). Pb-Sr-Nd-O isotopic characterization of Mesozoic rocks throughout the northern end of the Peninsular Ranges batholith: Isotopic evidence for the magmatic evolution of oceanic arc-continent margin accretion during the Late Cretaceous of southern California, *in* Morton, D.M., and Miller, F.K., eds., *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California. Geological Society of America Memoir 211*, 263-316.
- Kirschvink, J.L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62, 699-718.

- Kodama, K.P., and Ward, P.D. (2001). Compaction-corrected paleomagnetic paleolatitudes for Late Cretaceous rudists along the Cretaceous California margin: Evidence for less than 1500 km of post-Late Cretaceous offset for Baja British Columbia. *Geological Society of America Bulletin*, 113(9), 1171-1178.
- Langenheim, V.E., and 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.
- Langenheim, V.E. (2004). Gravity and magnetic anomalies of Santa Catalina Island and vicinity, Southern California, Geology and tectonics of Santa Catalina Island and the California Continental Borderland: Santa Ana, California, South Coast Geological Society, Fieldtrip Guidebook 32, 277-290.
- LeBas, M.J and Streckeisen, A.L. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal Geological Society of London*, 148, 825-833.
- Le Maitre, R.W. (2002). *Igneous Rocks: A classification and glossary of terms* (pp. 236). Cambridge University Press.
- Li, Y.X., Kodama, K.P., and Smith, D.P. (2004). New paleomagnetic, rock magnetic, and petrographic results from the Valle Group, Baja California, Mexico: exploring the causes of anomalously shallow paleomagnetic inclinations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 109 (B11).
- Ludwig, K.R. (2012). Isoplot, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication No. 5, 75.
- Mankinen, E.A., Gromme, C.S., and Williams, K.M. (1991). Concordant paleolatitudes from ophiolite sequences in the northern California Coast Ranges, U.S.A. *Tectonophysics*, 198(1), 1–21.
- Miller, F.K., Morton, D.M., and Premo, W.R. (2014). Potassium-argon cooling ages in the northern part of the Peninsular Ranges batholith and offsets and the Elsinore and San Jacinto fault zones, *in*, Morton, D.M., and Miller, F.K., eds., Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California: *Geological Society of America Memoir 211*, 181-198.
- Miyashiro, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274, 321-355.
- Molina-Garza, R.S., Delgado-Argote, L.A., Böhnell, H., Ramírez, E., Ortega, A., and Contreras Flores, R. (2014). A paleomagnetic transect of the mid-Cretaceous Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico, *in*, Morton, D.M., and Miller, F.K., eds., Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California: *Geological Society of America Memoir 211*, 713-737.

- Moyen, J.F., and Stevens, G. (2006). Experimental constraints on TTG petrogenesis: Implications for Archean geodynamics, *in* Benn, K., et al., eds., Archean geodynamics and environments. *American Geophysical Union Geophysical Monograph 164*, 149-175.
- Morton, D.M., Miller, F.K., Kistler, R.W., Premo, W.R., Le, C-T.A., Langenheim, V.E., Wooden, J.L., Snee, L.W., Clausen, B.L., and Cossette, P. (2014). Framework and petrogenesis of the northern Peninsular Ranges batholith, southern California, *in* Morton, D.M., and Miller, F.K., eds., Peninsular Ranges Barholith, Baja California and Southern California. *Geological Society of America Memoir 211*, 61-143.
- Moore, T.E. (1983). Geology, petrology and tectonic significance of paleoceanic terranes of the Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico: PhD Dissertation, Stanford University, 376 p.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775.
- Ojeda-García, A., Delgado-Argote, L., Espinosa-Cardena, J.M., Contreras-López, M. (2015). Análisis geológico y magnetométrico de la serie máfico-ultramáfica de la sierra El Arco, Estado de Baja California, UGM 2015.
- Ortega-Rivera, A. (2003). Geochronological constrains on the tectonic history of the Peninsular Ranges batholith of Alta and Baja California: Tectonic implications for western Mexico, *in* Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., 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*, 297-335.
- Ortega-Rivera, A., Farrar, E., Hanes, J.A., Archivald, D.A., Gastil, R.G., Kombrough, D.L., Zentilli, M., López-Martínez, M., Féraud, G., and Ruffet, G. (1997). Chronological constraints on the thermal and tilting history of the sierra San Pedro Mártir pluton, Baja California, Mexico, from U/Pb,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , and fission-track geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 728-745.
- Oskin, M., Stock, J., and Martín-Barajas, A. (2001). Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California. *Geology*, 29, 459-462.
- Paterson, S.R., Memeti, V., Cao, W., Lackey, J.S., Putirka, K.D., Miller, R.B., Miller, J.S., and Mundil, R. (2012). Day 6: Overview of arc processes and tempos, *in* Formation of the Sierra Nevada Batholith: Magmatic and TEctonic Processes and Their Tempos: Geological Society of America Field Forum Field Trip Guide, 2-23.
- Pamplona-Pérez, U., Romo-Jones, J.M. y Delgado-Argote, L.-A. (2009). Una zona de acreción tectónica en Baja California identificada mediante datos

magnetotelúricos. En Reunión Anual 2009, Unión Geofísica Mexicana. *GEOS*, 29, 144.

- Pearce, J.A., Harris, B.W. and Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956- 983.
- Pearce, J. A. (1996). Sources of granitic rocks: Episodes 19, 120-125 p.
- Peña-Alonso, T.A. (2012). 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 de Doctorado en Ciencias. Centro de Investigación y Estudios Superiores de Ensenada (CICESE), 318 p.
- Peña-Alonso, T.A., Delgado-Argote, L.A., Weber, B., Velasco-Tapia, F., and 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*, 29, 1-23.
- Peña-Alonso, T.A., Delgado-Argote, L.A., and Molina-Garza, R.S. (2015). Early Cretaceous pre-batholith dextral-transpression in the central Baja California peninsula: the record of the La Unión complex, Baja California, Mexico. *International Geology Review*, 57(1), 28-54.
- Pessagno, E.A., Finch Jr. J.W. and Abbott, P.L. (1979). Upper Triassic radiolaria from San Hipolito Formation, Baja California. *Micropaleontology*, 25, 160-197.
- Premo, W.R., Morton, D.G., Wooden, J.L., and Fanning, C.M. (2014a). U-Pb zircon geochronology of plutonism in the northern Peninsular Ranges batholith, southern California: Implications for the Late Cretaceous tectonic evolution of southern California. *Geological Society of America Memoirs*, 211, 145-180.
- Price, N.J. Cosgrove, J.W. (1991). *Analysis of geological structures* (pp. 502). Cambridge University Press.
- 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, 85-106.
- Rangin, C., Steinberg, M. and Bonnot-Courtous, C., 1981, Geochemistry of the Mesozoic bedded cherts of Central Baja California (Vizcaino-Cedros-San Benito): implications for paleogeographic reconstruction of an old oceanic basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 54, 313-322.

- Rendón Márquez, G. (1991). Técnicas de preparación de rocas y minerales, CICESE, Reporte Interno, 32 p.
- Rickwood, P.C. (1989). Boundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247–263.
- Rollinson, H.R. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation* (pp. 352). Longman Scientific and Technical.
- Romo, J.M. (2002). Conductividad eléctrica de la litósfera de Baja California en la Región de Vizcaíno, B.C.S. Tesis de Doctorado en Ciencias. Centro de Investigación y Estudios Superiores de Ensenada (CICESE), 151 p.
- Schmidt, K.L., Wetmore, P.H., Johnson, S.E. and Paterson, S.R. (2002). Controls on orogenesis along an ocean-continent margin transition in the Jura-Cretaceous Peninsular Ranges batholiths. *Geological Society of America Special paper*, 365.
- Schmidt, K.L. and 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*, 21(5), 14-1–14-19.
- Schmidt, K.L., Wetmore, P.H., Alsleben, H. and Paterson, S.R. (2014). Mesozoic tectonic evolution of the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Long-lived history of a collisional segment in the Mesozoic Cordilleran arc. *Geological Society of America Memoirs*, 211, 645-668.
- Schwartz, J.J., Johnson, K., Mueller, P., Valley, J., Strickland, A., and Wooden, J.L. (2014). Time scales and processes of Cordilleran batholith construction and high-Sr/Y magmatic pulses: Evidence from the Bald Mountain batholith, northeastern Oregon. *Geosphere*, 10 (6), 1456-1481.
- Sedlock, R.L. (2003). Four phases of Mesozoic deformation in the Sierra San Andres ophiolite, Vizcaíno Peninsula, west-central Baja California, México: *in* 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*, 374, 73-92.
- Shaw, S.E., Todd, V.R., and 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*, 374, 157-183.
- Shaw, S.E., Todd, V.R., Kimbrough, D.L., and Paterson, N.J. (2014). A west-to-east geologic transect across the Peninsular Ranges batholith, San Diego County, California: Zircon  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  evidence for the mixing of crustal and mantle-derived magmas, and comparisons with the Sierra Nevada batholith, *in* Morton,

D.M., and Miller, F.K., eds., Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California. *Geological Society of America Memoir 211*, 499-536.

- Silver, L.T., Taylor, H.P. and Chapell, B. (1979). Some petrological, geochemical and geochronological observations of the Peninsular Ranges batholith near the international border of the U.S.A. and Mexico, *in*, Abbott, P.L., and Todd, V.R., eds. Geological Society of America, Guidebook 1979, 83-110.
- Silver, L.T., Taylor, H.P. and Chapell, B. (1979). Some petrological, geochemical and geochronological observations of the Peninsular Ranges batholith near the international border of the U.S.A. and Mexico, *in*, Abbott, P.L., and Todd, V.R., eds. Geological Society of America, Guidebook 1979, 83-110.
- Sigloch, K. and Mihalynuk, M.G., 2013. Intra-oceanic subduction shaped the assembly of cordilleran North America. *Nature*, 496, 50-56.
- Symons, D.T.A., Walawender, M.J., Smith, T.E., Molnar, S.E. Harris, M.J. and Blackburn, W.H. (2003). Paleomagnetism and geobarometry of the La Posta pluton, California, *in*, Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L. and Martín-Barajas, A., eds., Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA: Boulder, Colorado. *Geological Society of America Special Paper*, 374, 135-155.
- Stacey, J.S.K., and Kramers, J.D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207-221.
- Streckeisen, A.L. (1976). To a each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12, 1-33.
- Sun, S.-S. and McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313–345.
- Symons, D.T.A., T.E. Smith and W.H. Blackburn (2008). Constraining the travels of a “suspect” terrane: Paleomagnetism and geobarometry of two Early Cretaceous igneous complexes in the Peninsular Ranges Batholith, California. *Geological Society of America Bulletin*, 120(9-10), 1159-1170.
- Tate, M.C., and Johnson, S.E. (2000). Subvolcanic and Depp-Crustal Tonalite Genesis beneath the Mexican Peninsular Ranges. *The Journal of Geology*, 108, 721-728.
- Tiessere, R.F., and Beck, M.E., Jr. (1973). Divergent Cretaceous paleomagnetic pole position for the southern California batholith, USA. *Earth and Planetary Science Letters*, 18, 296-300.

- Torres Carrillo, X.G. (2010). Análisis geológico del complejo plutónico San Jerónimo en el sur del cinturón batolítico peninsular, Baja California, México. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE). 107 p.
- Torres-Carrillo, X.G., Delgado-Argote, L.A., Espinosa-Cardena, J.M., and 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*, 63(3), 487-501.
- Torres-Carrillo, X.G., Delgado-Argote, L.A., Avilez-Serrano, P., and Weber, B. (2012). Geologic analysis of the San Jerónimo pluton in the southern part of the peninsular ranges batholith, Baja California, Mexico: *Geological Society of America Cordilleran Section - 108th Annual Meeting, Abstracts with Programs*, 44, 63.
- Torres-Carrillo, X.G., Delgado-Argote, L.A., Böhnell, H., Molina-Garza, R.S., and Weber, B. (2016). Paleomagnetic assessment of plutons from the southern Peninsular Ranges batholith and the Jurassic Vizcaino igneous suites, Baja California, México. *International Geology Review*, 58(4), 489-509.
- Todd, V.R., Erskine, B.G., and Morton, D.M. (1988). Metamorphic and tectonic evolution of the northern Peninsular Ranges batholith, in Ernst, W.G., ed. *Metamorphism and Crustal Evolution of the Western United States (Rubey Volume VII)*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 894-937.
- Todd, V.R. (2004). Preliminary Geologic Map of the El Cajon 30'x 60' Quadrangle, Southern California, U.S. Geological Survey Open-File Report 2004-1361, scale 1:100,000.
- Todd, V.R., Hernandez, J.L., and Busch, L.L. (2014). The zoned Ramona plutonic complex: An Early Cretaceous mid-to-upper crustal intrusive sequence, Peninsular Ranges batholith, southern California, in Morton, D.M., and Miller, F.K., eds., *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California. Geological Society of America Memoir 211*, 583-623.
- Torsvik, T.H., van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., and Cocks, L.R.M. (2012). Phanerozoic polar wander, paleogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114, 325-368.
- Tulloch, A. J., & Kimbrough, D. L. (2003). Paired plutonic belts in convergent margins and the development of high Sr/Y magmatism: Peninsular Ranges batholith of Baja-California and Median batholith of New Zealand. *Geological Society of America Special paper*, 374, 275-295.

- Valencia, V., Barra, F., Weber, B., Ruiz, J., Gehrels, G., Chesley, J., López Martínez, M. (2006). Re-Os and U-Pb geochronology of the El Arco porphyry copper deposit, Baja California Mexico: Implications for the Jurassic tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 22, 39-51.
- Vaugh, J., Kodama, K.P., and Smith, D.P. (2005). Correction of inclination shallowing and its tectonic implications: The Cretaceous Perforada Formation, Baja California. *Earth and Planetary Science Letters*, 232, 71-82.
- Vega-Granillo, R., Vidal-Solano, J.R., and Herrera-Urbina, S. (2012). Island arc tholeiites of Early Silurian, Late Jurassic and Late Cretaceous ages in the El Fuerte region, northwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29, 493-513.
- Walawender, M.J., Gastil, R.G., Clinkenbeard, J.P., McCormick, W.V. Eastman, B.G., Wernicke, R.S., Wardlaw, M.S., and Gunn, S.H. (1990). Chapter 1: Origin and evolution of the zoned La Posta-type plutons, eastern Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California. *Geological Society of America Memoirs*, 174, 1-18 p.
- Weber, B. and López-Martínez, 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*, 40, 707-725.
- 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, 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*, 43-72.
- Wetmore, P.H., Hughes, S.S., Stremtan, C., Ducea, M.N., and Alsleben, H. (2014). Tectonic implications of postcontractual magmatism of the Alisitos arc segment of the Peninsular Ranges, Baja California, Mexico, *in* Morton, D.M., and Miller, F.K., eds., Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California. *Geological Society of America Memoir 211*, 669-690.
- Wood, D.A. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.
- Zijderveld, J.D.A. (1971). AC demagnetization of rocks -Analysis of results, *in* Collison, D.W., Creer, K.M., and Runcorn, S.K., eds., Methods in Paleomagnetism: Proceedings of the NATO Advanced Study Institute on Paleomagnetic Methods (University of Newcastle upon Tyne, 1964). *Development in Solid Earth Geophysics Volume 3: Amsterdam, Elsevier*, 254-286 .

## Anexos

Anexo 1. Análisis geocronológico U-Pb en zircones detríticos de la muestra 18XI09 (Avilez-Serrano, 2012) realizado en un espectrómetro de masas ICP multicolector con ablación láser.

La Libertad- El Paraiso	Radios isotópicos										Edades Aparentes (Ma)							
	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	Mejor Edad	±
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)
18X09-26	246	5928	2.7	20.6820	9.0	0.2030	9.1	0.0305	1.2	0.13	193.4	2.3	187.7	15.6	116.5	213.2	193.4	2.3
18X09-57	333	10400	1.4	21.5615	5.5	0.1963	5.9	0.0307	2.0	0.34	194.9	3.8	181.9	9.8	17.3	132.8	194.9	3.8
18X09-89	193	6176	2.2	22.4499	12.5	0.1935	12.6	0.0315	1.9	0.15	200.0	3.7	179.6	20.8	-80.5	306.8	200.0	3.7
18X09-41	189	8964	1.9	20.3718	10.4	0.2185	10.6	0.0323	2.0	0.19	204.9	4.1	200.7	19.4	152.0	245.2	204.9	4.1
18X09-46	418	13139	2.1	20.9640	5.4	0.2139	5.6	0.0325	1.3	0.23	206.3	2.6	196.8	10.0	84.4	129.1	206.3	2.6
18X09-7	209	7453	3.4	19.7598	11.2	0.2277	11.3	0.0326	1.4	0.13	207.0	2.9	208.3	21.3	223.0	260.0	207.0	2.9
18X09-4	485	16848	1.1	20.1758	6.7	0.2267	7.0	0.0332	2.1	0.30	210.4	4.3	207.5	13.1	174.6	156.0	210.4	4.3
18X09-3	346	9534	1.9	18.9212	6.6	0.2456	6.6	0.0337	0.4	0.06	213.7	0.8	223.0	13.2	322.4	149.3	213.7	0.8
18X09-69	245	10029	1.8	20.3976	5.9	0.2366	6.6	0.0350	3.1	0.46	221.8	6.7	215.6	12.9	149.1	137.5	221.8	6.7
18X09-30	139	6362	2.3	18.2808	14.3	0.2707	14.6	0.0359	2.7	0.19	227.3	6.1	243.3	31.6	400.0	322.9	227.3	6.1
18X09-40	681	12662	1.4	19.6961	6.4	0.2523	7.1	0.0360	2.9	0.42	228.3	6.6	228.5	14.5	230.4	148.7	228.3	6.6
18X09-25	90	3861	2.7	20.3960	17.4	0.2522	17.4	0.0373	0.7	0.04	236.1	1.6	228.4	35.7	149.2	411.2	236.1	1.6
18X09-60	156	5531	1.2	20.0439	13.0	0.2586	13.2	0.0376	1.9	0.15	237.9	4.5	233.6	27.5	189.9	304.0	237.9	4.5
18X09-34	470	19135	2.7	20.8928	2.7	0.2497	2.9	0.0378	1.0	0.35	239.5	2.3	226.4	5.8	92.5	63.7	239.5	2.3
18X09-50	112	17359	2.4	19.6619	9.7	0.2678	10.7	0.0382	4.6	0.43	241.6	10.8	241.0	22.9	234.5	223.2	241.6	10.8
18X09-77	223	12114	1.8	18.1623	6.2	0.2911	6.7	0.0383	2.4	0.36	242.6	5.8	259.4	15.3	414.6	139.8	242.6	5.8
18X09-14	613	27298	1.4	19.5335	2.0	0.2757	2.4	0.0391	1.3	0.52	247.0	3.0	247.3	5.2	249.6	46.8	247.0	3.0
18X09-61	81	3496	1.9	22.3793	19.7	0.2407	19.9	0.0391	2.0	0.10	247.1	5.0	219.0	39.1	-72.8	486.7	247.1	5.0
18X09-32	137	4773	1.2	20.5653	19.5	0.2651	19.6	0.0395	2.3	0.12	250.0	5.7	238.7	41.8	129.8	462.1	250.0	5.7
18X09-43	374	12872	2.0	19.4812	4.1	0.2833	4.9	0.0400	2.6	0.53	253.0	6.5	253.3	11.0	255.8	95.3	253.0	6.5
18X09-1	158	6982	1.6	18.4351	7.2	0.3067	7.3	0.0410	1.5	0.21	259.1	3.8	271.7	17.5	381.2	161.8	259.1	3.8
18X09-17	91	3028	3.1	20.4644	18.7	0.2765	18.7	0.0410	0.6	0.03	259.3	1.5	247.9	41.1	141.4	441.1	259.3	1.5
18X09-51	207	9166	2.7	19.2167	6.5	0.3037	7.0	0.0423	2.7	0.38	267.2	7.0	269.3	16.6	287.1	148.7	267.2	7.0
18X09-92	117	5108	2.5	22.7959	11.6	0.2651	12.0	0.0438	3.0	0.25	276.6	8.1	238.8	25.6	-118.1	287.5	276.6	8.1
18X09-97	481	24627	3.2	19.0652	3.9	0.3248	4.6	0.0449	2.3	0.51	283.2	6.5	285.6	11.3	305.2	89.1	283.2	6.5
18X09-42	295	18806	2.6	19.7082	6.5	0.3261	6.7	0.0466	1.8	0.27	293.7	5.1	286.6	16.8	229.0	149.5	293.7	5.1
18X09-16	197	9951	1.9	19.2116	7.3	0.3489	7.7	0.0486	2.2	0.28	306.0	6.5	303.9	20.1	287.7	168.2	306.0	6.5
18X09-74	1269	99787	1.7	19.0261	1.2	0.3642	3.3	0.0503	3.1	0.93	316.1	9.5	315.4	8.9	309.8	26.7	316.1	9.5
18X09-93	71	2768	1.1	18.6854	17.4	0.4727	20.7	0.0641	11.2	0.54	400.2	43.4	393.0	67.6	350.8	396.9	400.2	43.4
18X09-22	309	19164	11.3	18.4507	3.3	0.4788	3.5	0.0641	1.2	0.34	400.3	4.6	397.2	11.6	379.3	74.5	400.3	4.6
18X09-33	280	23536	2.5	16.4059	3.8	0.5680	12.2	0.0676	11.6	0.95	421.6	47.2	456.8	44.8	637.6	82.1	421.6	47.2

Anexo 1. (Cont.) Análisis geocronológico U-Pb en zircones detríticos de la muestra 18XI09 (Avilez-Serrano, 2012) realizado en un espectrómetro de masas ICP multicolector con ablación láser.

18X09-2	112	5631	1.3	18.7750	8.2	0.5339	8.5	0.0727	2.2	0.26	452.4	9.8	434.4	30.2	340.0	187.1	452.4	9.8
18X09-29	206	15879	2.0	17.9214	5.6	0.5710	6.0	0.0742	2.0	0.33	461.5	8.7	458.6	22.0	444.4	125.1	461.5	8.7
18X09-84	75	6190	1.3	20.0766	14.9	0.5120	15.1	0.0745	2.1	0.14	463.5	9.5	419.8	51.9	186.1	348.9	463.5	9.5
18X09-99	201	24757	2.2	17.4957	5.6	0.6004	7.1	0.0762	4.3	0.60	473.3	19.5	477.5	27.0	497.6	124.5	473.3	19.5
18X09-78	445	16666	1.1	16.8414	2.5	0.6530	3.4	0.0798	2.3	0.68	494.7	11.1	510.3	13.7	580.9	54.3	494.7	11.1
18X09-72	206	14344	5.1	17.4448	2.4	0.6484	3.2	0.0820	2.1	0.66	508.3	10.1	507.5	12.6	504.0	52.4	508.3	10.1
18X09-82	183	15964	1.7	17.1108	2.9	0.7269	3.7	0.0902	2.4	0.64	556.8	12.7	554.7	15.9	546.4	62.3	556.8	12.7
18X09-91	503	51331	4.8	16.9818	1.8	0.7397	2.3	0.0911	1.4	0.61	562.1	7.5	562.3	9.9	562.9	39.7	562.1	7.5
18X09-75	122	12537	1.1	16.2074	6.8	0.8256	7.8	0.0970	3.7	0.48	597.0	21.3	611.1	35.7	663.7	145.9	597.0	21.3
18X09-79	149	23546	1.4	16.4790	3.6	0.9211	4.1	0.1101	1.9	0.47	673.2	12.2	662.9	19.8	628.0	77.5	673.2	12.2
18X09-18	102	13117	6.0	15.1632	2.6	1.1955	2.9	0.1315	1.3	0.45	796.3	9.8	798.5	16.1	804.7	54.4	804.7	54.4
18X09-98	65	11000	2.7	14.2905	4.1	1.2392	4.6	0.1284	2.1	0.46	778.9	15.5	818.5	26.1	927.7	85.0	927.7	85.0
18X09-70	73	13362	2.5	14.2429	4.3	1.5711	5.4	0.1623	3.3	0.61	969.5	29.8	958.9	33.5	934.5	87.4	934.5	87.4
18X09-9	305	48833	4.2	14.1561	2.1	1.3712	4.2	0.1408	3.6	0.87	849.1	29.0	876.7	24.6	947.0	42.4	947.0	42.4
18X09-54	103	17218	5.1	13.9280	2.1	1.6084	2.6	0.1625	1.6	0.60	970.5	14.2	973.5	16.4	980.2	42.7	980.2	42.7
18X09-20	306	44850	2.5	13.9243	0.6	1.6262	1.0	0.1642	0.8	0.82	980.3	7.5	980.4	6.3	980.7	11.7	980.7	11.7
18X09-90	113	16105	2.8	13.8225	3.7	1.5574	4.4	0.1561	2.5	0.56	935.3	21.5	953.5	27.3	995.7	74.3	995.7	74.3
18X09-83	241	43749	2.0	13.8127	1.4	1.6128	1.9	0.1616	1.2	0.66	965.5	11.1	975.2	11.7	997.1	28.5	997.1	28.5
18X09-91A	222	29866	4.0	13.7985	1.9	1.5147	3.9	0.1516	3.4	0.88	909.9	29.1	936.3	23.9	999.2	38.0	999.2	38.0
18X09-59	116	20162	2.7	13.7932	2.5	1.6398	3.0	0.1640	1.6	0.53	979.2	14.3	985.6	18.8	1000.0	51.2	1000.0	51.2
18X09-100	284	50477	5.1	13.7875	0.6	1.5910	2.0	0.1591	1.9	0.96	951.7	16.5	966.7	12.2	1000.8	11.7	1000.8	11.7
18X09-80	138	15085	2.8	13.7643	2.5	1.2973	3.2	0.1295	1.9	0.61	785.1	14.3	844.5	18.1	1004.2	50.7	1004.2	50.7
18X09-83	102	7656	0.9	13.7631	2.9	1.4572	4.3	0.1455	3.2	0.74	875.5	26.0	912.9	25.9	1004.4	58.7	1004.4	58.7
18X09-81	117	20954	1.8	13.7398	2.7	1.6152	3.5	0.1610	2.2	0.62	962.1	19.3	976.1	21.9	1007.9	55.5	1007.9	55.5
18X09-45	271	44862	2.1	13.7102	0.7	1.6428	1.4	0.1634	1.2	0.85	975.4	10.5	986.8	8.6	1012.2	14.6	1012.2	14.6
18X09-49	333	90232	4.8	13.6958	1.3	1.7134	3.5	0.1702	3.2	0.93	1013.2	30.2	1013.6	22.3	1014.4	26.6	1014.4	26.6
18X09-10	92	25099	2.3	13.6143	2.6	1.7514	3.3	0.1729	1.9	0.59	1028.3	18.4	1027.7	21.2	1026.4	53.6	1026.4	53.6
18X09-52	228	37371	5.1	13.5148	1.4	1.6510	2.0	0.1618	1.4	0.72	966.9	12.9	989.9	12.5	1041.3	27.7	1041.3	27.7
18X09-55	85	13902	3.2	13.4810	2.4	1.8180	3.0	0.1778	1.8	0.60	1054.7	17.7	1052.0	19.8	1046.3	48.8	1046.3	48.8
18X09-68	135	23618	3.0	13.4163	2.0	1.7351	3.0	0.1688	2.2	0.73	1005.7	20.4	1021.7	19.3	1056.0	41.2	1056.0	41.2
18X09-37	87	13067	1.9	13.3984	4.5	1.7455	4.8	0.1696	1.7	0.36	1010.0	16.1	1025.5	30.9	1058.7	89.9	1058.7	89.9
18X09-62	195	24859	1.9	13.3617	1.0	1.6854	1.9	0.1633	1.6	0.84	975.2	14.5	1003.0	12.2	1064.2	21.1	1064.2	21.1
18X09-47	102	15691	3.8	13.2825	2.5	1.6815	3.2	0.1620	2.0	0.62	967.8	18.1	1001.6	20.6	1076.2	50.8	1076.2	50.8
18X09-28	245	52232	3.3	13.2114	1.1	1.8565	1.9	0.1779	1.6	0.81	1055.4	15.3	1065.7	12.8	1086.9	22.9	1086.9	22.9
18X09-24	95	22431	2.5	13.0669	3.2	1.8221	3.5	0.1727	1.3	0.36	1026.9	11.9	1053.5	22.8	1108.9	64.8	1108.9	64.8
18X09-86	705	111575	19.1	12.9164	0.8	1.6408	2.5	0.1537	2.4	0.95	921.7	20.8	986.0	16.1	1132.0	15.7	1132.0	15.7
18X09-58	230	26067	2.0	12.7642	1.4	1.6594	2.0	0.1536	1.5	0.73	921.2	12.8	993.1	12.9	1155.6	27.6	1155.6	27.6
18X09-15	216	123773	5.4	12.7120	1.6	2.2092	2.9	0.2037	2.5	0.85	1195.1	27.2	1184.0	20.5	1163.7	30.8	1163.7	30.8

Anexo 1. (Cont.) Análisis geocronológico U-Pb en zircones detríticos de la muestra 18XI09 (Avilez-Serrano, 2012) realizado en un espectrómetro de masas ICP multicolector con ablación láser.

18X09-94	121	17998	2.0	12.6972	2.1	2.0723	4.1	0.1908	3.5	0.86	1125.9	36.2	1139.7	28.0	1166.0	41.9	1166.0	41.9
18X09-48	236	34933	8.7	12.6810	0.8	1.9333	1.6	0.1778	1.4	0.86	1055.0	13.4	1092.7	10.8	1168.6	16.4	1168.6	16.4
18X09-23	143	34417	5.0	12.6773	1.3	1.9133	2.4	0.1759	1.9	0.82	1044.6	18.7	1085.7	15.8	1169.1	26.6	1169.1	26.6
18X09-35	396	57739	3.5	12.5695	0.8	2.0044	1.2	0.1827	0.8	0.71	1081.8	8.2	1117.0	7.9	1186.1	16.2	1186.1	16.2
18X09-67	128	30034	1.1	12.5646	2.4	2.2339	3.2	0.2036	2.1	0.67	1194.4	23.3	1191.7	22.3	1186.8	46.5	1186.8	46.5
18X09-73	113	21518	2.3	12.5440	2.2	2.2811	2.8	0.2075	1.7	0.62	1215.7	19.1	1206.5	19.6	1190.1	42.8	1190.1	42.8
18X09-85	136	25194	3.1	12.5348	2.0	2.2090	4.3	0.2008	3.8	0.89	1179.8	41.1	1183.9	30.0	1191.5	38.7	1191.5	38.7
18X09-88	146	27675	3.3	12.5248	1.5	1.7920	2.1	0.1628	1.5	0.71	972.2	13.8	1042.5	13.9	1193.1	29.5	1193.1	29.5
18X09-5	85	23460	1.4	12.4122	2.0	2.1725	2.0	0.1956	0.4	0.19	1151.5	4.0	1172.3	14.0	1210.9	38.9	1210.9	38.9
18X09-63	147	23804	2.5	12.3911	1.1	2.2101	1.4	0.1986	0.9	0.66	1167.9	10.0	1184.2	10.0	1214.2	21.1	1214.2	21.1
18X09-53	343	40159	3.0	12.3812	0.8	2.1109	1.6	0.1896	1.4	0.88	1119.0	14.6	1152.4	11.2	1215.8	15.1	1215.8	15.1
18X09-64	847	142717	2.0	12.3506	0.7	2.1090	2.1	0.1889	2.0	0.94	1115.5	20.1	1151.8	14.3	1220.7	13.5	1220.7	13.5
18X09-66	42	24603	2.1	12.3502	3.9	2.3980	4.1	0.2148	1.5	0.36	1254.3	17.0	1242.0	29.6	1220.7	75.7	1220.7	75.7
18X09-44	288	43576	1.7	12.2508	0.7	2.2500	2.0	0.1999	1.8	0.94	1174.9	19.7	1196.8	13.7	1236.6	13.4	1236.6	13.4
18X09-6	67	15389	1.6	12.0806	2.9	2.6459	3.3	0.2318	1.6	0.48	1344.0	19.1	1313.5	24.1	1264.0	55.9	1264.0	55.9
18X09-76	108	19325	1.7	12.0497	3.0	2.4917	3.2	0.2178	1.2	0.35	1270.0	13.3	1269.6	23.5	1269.0	59.2	1269.0	59.2
18X09-87	248	47450	1.6	11.9952	1.4	2.5518	2.9	0.2220	2.5	0.87	1292.4	29.5	1287.0	21.2	1277.8	28.0	1277.8	28.0
18X09-2	135	64723	2.8	11.9932	1.0	2.4280	1.6	0.2112	1.3	0.79	1235.2	14.4	1250.9	11.6	1278.1	19.2	1278.1	19.2
18X09-13	195	39407	3.3	11.8351	1.6	2.5126	1.8	0.2157	1.0	0.52	1258.9	11.0	1275.7	13.3	1303.9	30.3	1303.9	30.3
18X09-95	102	19813	1.5	11.7437	2.2	2.6493	2.9	0.2257	2.0	0.68	1311.7	23.4	1314.5	21.5	1319.0	41.7	1319.0	41.7
18X09-65	319	40213	2.2	11.6776	1.5	1.8677	11.4	0.1582	11.3	0.99	946.7	99.3	1069.7	75.4	1329.9	29.8	1329.9	29.8
18X09-12	108	31599	2.9	10.4714	1.4	3.4306	4.3	0.2605	4.0	0.94	1492.6	53.4	1511.4	33.5	1537.9	27.1	1537.9	27.1
18X09-19	90	23755	1.7	10.3045	1.7	3.6217	2.1	0.2707	1.1	0.54	1544.2	15.5	1554.3	16.5	1568.1	32.6	1568.1	32.6

Anexo 1. (Cont.) Análisis geocronológico U-Pb en zircones detríticos de la muestra El Marmolito realizado en un espectrómetro de masas ICP multicolector con ablación láser.

Análisis	Radios isotópicos										Edades Aparentes (Ma)							
	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	Mejor Edad	±
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)
El Marmolito	55	4414	1.6	20.6072	4.1	0.1455	4.5	0.0218	1.9	0.42	138.7	2.6	138.0	5.8	125.0	95.6	138.7	2.6
El Marmolito	69	6811	1.4	20.3847	2.9	0.1685	9.8	0.0249	9.4	0.96	158.7	14.7	158.2	14.4	150.5	68.0	158.7	14.7
El Marmolito	400	33853	0.9	19.9535	0.6	0.1846	3.2	0.0267	3.1	0.98	169.9	5.2	172.0	5.0	200.4	15.0	169.9	5.2
El Marmolito	120	23149	1.0	19.6516	1.8	0.1892	4.5	0.0270	4.1	0.91	171.6	7.0	176.0	7.3	235.7	42.4	171.6	7.0
El Marmolito	111	11183	1.4	20.2536	1.5	0.1857	2.4	0.0273	1.9	0.79	173.5	3.3	172.9	3.9	165.6	34.7	173.5	3.3
El Marmolito	190	29916	1.4	20.0005	1.8	0.1881	4.1	0.0273	3.7	0.90	173.5	6.3	175.0	6.5	195.0	41.1	173.5	6.3
El Marmolito	73	12768	1.9	19.6261	2.5	0.1944	5.9	0.0277	5.4	0.91	176.0	9.3	180.4	9.8	238.7	56.9	176.0	9.3
El Marmolito	261	58767	1.3	19.8784	1.6	0.1939	3.5	0.0280	3.1	0.88	177.7	5.4	179.9	5.7	209.2	37.7	177.7	5.4
El Marmolito	299	44479	1.5	20.0837	1.0	0.1924	3.9	0.0280	3.7	0.97	178.2	6.6	178.7	6.3	185.3	22.3	178.2	6.6
El Marmolito	278	24562	1.8	20.1876	1.3	0.1921	10.6	0.0281	10.6	0.99	178.8	18.6	178.4	17.4	173.2	31.3	178.8	18.6
El Marmolito	360	89406	1.8	19.3966	4.0	0.2008	5.9	0.0283	4.4	0.74	179.6	7.7	185.8	10.0	265.7	91.6	179.6	7.7
El Marmolito	394	114427	1.5	20.1086	1.0	0.1940	3.3	0.0283	3.2	0.96	179.9	5.7	180.1	5.5	182.4	22.3	179.9	5.7
El Marmolito	362	41073	1.5	19.9717	1.0	0.1955	2.9	0.0283	2.7	0.94	180.0	4.9	181.3	4.9	198.3	23.9	180.0	4.9
El Marmolito	134	41799	1.4	20.1131	1.4	0.1944	2.9	0.0284	2.5	0.87	180.3	4.5	180.4	4.8	181.8	32.7	180.3	4.5
El Marmolito	112	11952	1.9	20.4745	2.0	0.1914	3.1	0.0284	2.3	0.76	180.7	4.2	177.8	5.0	140.2	46.5	180.7	4.2
El Marmolito	237	32028	2.1	20.1698	1.8	0.1960	3.0	0.0287	2.4	0.80	182.2	4.3	181.7	5.0	175.3	42.4	182.2	4.3
El Marmolito	204	25660	1.2	20.1952	1.2	0.1986	3.5	0.0291	3.2	0.93	184.8	5.9	183.9	5.8	172.3	28.8	184.8	5.9
El Marmolito	209	10991	1.3	16.2138	11.6	0.2534	12.3	0.0298	3.9	0.32	189.3	7.2	229.3	25.2	662.9	250.1	189.3	7.2
El Marmolito	171	20466	1.6	19.7318	1.3	0.2107	2.7	0.0302	2.4	0.88	191.5	4.5	194.1	4.8	226.3	29.9	191.5	4.5
El Marmolito	60	17228	0.4	19.5621	2.0	0.2316	2.5	0.0329	1.5	0.61	208.4	3.2	211.5	4.8	246.2	45.7	208.4	3.2
El Marmolito	29	5103	1.7	19.7028	4.9	0.2335	5.2	0.0334	1.8	0.35	211.6	3.8	213.1	10.0	229.7	113.1	211.6	3.8
El Marmolito	221	52152	1.4	19.8605	1.1	0.2330	2.3	0.0336	2.0	0.86	212.8	4.1	212.7	4.3	211.2	26.4	212.8	4.1
El Marmolito	214	42479	1.3	19.9494	1.3	0.2334	3.6	0.0338	3.4	0.93	214.1	7.1	213.0	7.0	200.9	31.0	214.1	7.1
El Marmolito	277	101773	1.1	19.8310	0.8	0.2449	3.7	0.0352	3.6	0.98	223.2	7.9	222.4	7.4	214.7	18.0	223.2	7.9
El Marmolito	171	15566	1.0	19.3548	1.0	0.2666	2.0	0.0374	1.7	0.85	236.8	3.9	240.0	4.2	270.7	23.5	236.8	3.9
El Marmolito	594	142696	1.7	19.3590	0.9	0.2694	7.4	0.0378	7.4	0.99	239.3	17.4	242.2	16.0	270.2	20.1	239.3	17.4
El Marmolito	309	90093	1.5	19.3270	0.6	0.2706	9.1	0.0379	9.1	1.00	240.0	21.4	243.1	19.7	274.0	14.0	240.0	21.4
El Marmolito	416	160752	1.0	19.5818	1.2	0.2680	16.4	0.0381	16.3	1.00	240.8	38.6	241.1	35.2	243.9	28.0	240.8	38.6
El Marmolito	287	45866	2.7	19.5994	0.5	0.2765	3.5	0.0393	3.4	0.99	248.5	8.4	247.9	7.7	241.8	12.3	248.5	8.4
El Marmolito	131	31982	1.2	19.6723	1.5	0.2763	3.0	0.0394	2.6	0.86	249.2	6.3	247.7	6.6	233.3	35.7	249.2	6.3
El Marmolito	443	81192	1.4	19.3359	1.1	0.2830	5.1	0.0397	5.0	0.98	250.9	12.2	253.0	11.4	272.9	24.1	250.9	12.2
El Marmolito	590	76083	1.0	19.4683	0.8	0.2822	2.6	0.0398	2.4	0.94	251.9	6.0	252.4	5.7	257.3	19.5	251.9	6.0
El Marmolito	90	26542	2.5	19.0056	1.2	0.2926	2.3	0.0403	2.0	0.86	254.9	4.9	260.6	5.3	312.3	26.6	254.9	4.9

Anexo 1. (Cont.) Análisis geocronológico U-Pb en zircones detríticos de la muestra El Marmolito realizado en un espectrómetro de masas ICP multicolector con ablación láser.

El Marmolito	200	30731	1.1	19.7086	1.2	0.2826	6.0	0.0404	5.8	0.98	255.2	14.6	252.7	13.3	229.0	27.3	255.2	14.6
El Marmolito	390	91974	4.3	19.2523	0.8	0.2918	2.9	0.0407	2.7	0.96	257.4	6.9	259.9	6.5	282.9	18.9	257.4	6.9
El Marmolito	96	19605	2.1	19.2007	2.4	0.2964	3.2	0.0413	2.1	0.67	260.8	5.4	263.6	7.4	289.0	54.1	260.8	5.4
El Marmolito	391	75255	2.6	19.2568	0.9	0.3247	1.5	0.0454	1.2	0.81	285.9	3.4	285.5	3.7	282.3	19.9	285.9	3.4
El Marmolito	994	330075	21.8	18.9252	0.7	0.3499	18.1	0.0480	18.1	1.00	302.4	53.4	304.6	47.7	321.9	16.7	302.4	53.4
El Marmolito	234	48766	1.4	18.8599	0.7	0.3659	2.1	0.0501	2.0	0.95	314.8	6.3	316.6	5.8	329.7	14.9	314.8	6.3
El Marmolito	1320	313523	3.8	18.7724	1.0	0.3904	2.5	0.0532	2.3	0.91	333.8	7.4	334.7	7.1	340.3	23.7	333.8	7.4
El Marmolito	142	50888	1.6	18.7910	1.7	0.3976	2.9	0.0542	2.4	0.82	340.2	7.9	339.9	8.4	338.0	37.8	340.2	7.9
El Marmolito	133	26023	1.3	18.8968	0.9	0.4066	5.1	0.0557	5.0	0.99	349.6	17.1	346.4	15.0	325.3	19.5	349.6	17.1
El Marmolito	334	51548	1.9	18.5147	0.7	0.4227	1.0	0.0568	0.8	0.74	355.9	2.7	358.0	3.1	371.5	15.6	355.9	2.7
El Marmolito	734	312724	46.4	18.3863	0.7	0.4346	5.0	0.0580	5.0	0.99	363.2	17.6	366.4	15.5	387.1	15.1	363.2	17.6
El Marmolito	99	48472	1.2	18.5245	1.0	0.4429	2.5	0.0595	2.3	0.91	372.6	8.3	372.3	7.8	370.3	22.9	372.6	8.3
El Marmolito	307	109976	12.2	18.0970	0.6	0.4551	5.1	0.0597	5.0	0.99	374.0	18.2	380.9	16.1	422.6	13.4	374.0	18.2
El Marmolito	396	230004	7.9	18.1069	0.8	0.4551	4.6	0.0598	4.5	0.99	374.2	16.5	380.8	14.6	421.4	17.6	374.2	16.5
El Marmolito	42	25233	1.4	17.6243	1.2	0.4926	2.3	0.0630	2.0	0.86	393.7	7.5	406.7	7.6	481.4	26.1	393.7	7.5
El Marmolito	263	124242	13.5	18.1391	0.5	0.4897	3.1	0.0644	3.1	0.99	402.4	12.0	404.7	10.4	417.5	11.4	402.4	12.0
El Marmolito	23	6988	0.9	18.5900	2.1	0.4810	3.9	0.0649	3.3	0.85	405.1	13.1	398.8	13.0	362.3	46.9	405.1	13.1
El Marmolito	203	73961	2.1	18.2638	0.6	0.4901	3.2	0.0649	3.2	0.98	405.5	12.5	405.0	10.8	402.1	13.2	405.5	12.5
El Marmolito	82	32871	0.8	18.0221	1.0	0.4996	2.8	0.0653	2.6	0.93	407.8	10.1	411.5	9.3	431.9	22.2	407.8	10.1
El Marmolito	240	188604	3.3	17.7834	0.6	0.5087	3.5	0.0656	3.4	0.98	409.6	13.5	417.6	11.8	461.5	13.8	409.6	13.5
El Marmolito	180	155098	1.1	18.0313	0.9	0.5102	3.1	0.0667	3.0	0.95	416.4	12.0	418.6	10.7	430.8	21.0	416.4	12.0
El Marmolito	290	111846	1.2	18.0478	0.7	0.5098	1.7	0.0667	1.6	0.92	416.4	6.5	418.3	6.0	428.7	15.4	416.4	6.5
El Marmolito	266	75657	2.0	18.1885	0.9	0.5080	2.2	0.0670	2.0	0.92	418.1	8.0	417.1	7.4	411.4	19.4	418.1	8.0
El Marmolito	322	191204	1.3	18.2464	1.0	0.5086	6.4	0.0673	6.4	0.99	419.9	25.9	417.5	22.1	404.3	22.5	419.9	25.9
El Marmolito	221	109397	1.4	18.1290	0.8	0.5145	2.5	0.0676	2.4	0.95	421.9	9.6	421.4	8.6	418.7	18.2	421.9	9.6
El Marmolito	138	184246	1.0	17.7887	1.3	0.5330	3.3	0.0688	3.1	0.93	428.7	12.9	433.8	11.8	460.9	27.7	428.7	12.9
El Marmolito	424	145532	2.1	17.9099	0.6	0.5546	5.8	0.0720	5.7	0.99	448.5	24.8	448.0	20.9	445.8	13.0	448.5	24.8
El Marmolito	304	90335	1.8	17.9329	0.9	0.5580	5.2	0.0726	5.2	0.98	451.6	22.5	450.2	19.1	442.9	20.9	451.6	22.5
El Marmolito	50	15546	1.0	17.7409	1.7	0.6150	2.1	0.0791	1.1	0.55	490.9	5.4	486.7	8.0	466.8	38.4	490.9	5.4
El Marmolito	242	122185	9.1	16.6522	1.1	0.7018	3.4	0.0848	3.2	0.94	524.4	15.9	539.9	14.1	605.4	24.4	524.4	15.9
El Marmolito	75	27320	1.7	17.0736	1.2	0.6878	5.1	0.0852	4.9	0.97	526.9	24.9	531.5	21.0	551.2	25.8	526.9	24.9
El Marmolito	58	19270	1.0	16.6836	2.7	0.7160	10.9	0.0866	10.5	0.97	535.6	54.2	548.3	46.1	601.4	58.6	535.6	54.2
El Marmolito	266	121644	1.7	17.1832	0.9	0.7040	1.6	0.0877	1.3	0.84	542.1	7.0	541.2	6.7	537.2	19.1	542.1	7.0
El Marmolito	343	192926	23.7	15.2836	14.0	0.7998	17.2	0.0887	10.1	0.58	547.6	52.9	596.7	77.9	788.2	294.6	547.6	52.9
El Marmolito	158	59524	2.5	16.2607	1.7	0.7641	12.4	0.0901	12.2	0.99	556.2	65.2	576.4	54.4	656.7	37.5	556.2	65.2
El Marmolito	69	50837	3.1	16.3538	1.3	0.7799	4.5	0.0925	4.3	0.95	570.3	23.3	585.4	19.9	644.5	28.5	570.3	23.3
El Marmolito	188	155963	1.8	16.4213	0.6	0.8095	8.9	0.0964	8.8	1.00	593.4	50.1	602.2	40.2	635.6	12.6	593.4	50.1
El Marmolito	409	182479	17.9	13.6857	14.8	1.0320	17.3	0.1024	9.0	0.52	628.6	53.8	719.9	89.7	1015.8	302.3	628.6	53.8

Anexo 1. (Cont.) Análisis geocronológico U-Pb en zircones detríticos de la muestra El Marmolito realizado en un espectrómetro de masas ICP multicolector con ablación láser.

El Marmolito	17	18788	1.4	15.5182	2.1	1.0914	3.4	0.1228	2.7	0.79	746.9	18.8	749.2	17.9	756.1	43.5	746.9	18.8
El Marmolito	240	172830	1.2	15.0210	0.9	1.2762	1.6	0.1390	1.3	0.82	839.2	10.5	835.1	9.2	824.5	19.2	839.2	10.5
El Marmolito	493	900337	11.3	13.8742	1.1	1.3586	3.3	0.1367	3.1	0.94	826.0	24.2	871.3	19.4	988.1	23.3	988.1	23.3
El Marmolito	134	308156	2.3	13.8468	1.4	1.5922	2.4	0.1599	2.0	0.82	956.2	17.4	967.2	15.0	992.1	28.2	992.1	28.2
El Marmolito	140	128954	3.5	13.7575	0.9	1.5205	4.7	0.1517	4.6	0.98	910.6	39.2	938.7	28.8	1005.2	18.5	1005.2	18.5
El Marmolito	160	103368	3.3	13.7194	1.6	1.6876	4.5	0.1679	4.2	0.93	1000.6	39.3	1003.9	29.0	1010.9	33.2	1010.9	33.2
El Marmolito	505	4228148	7.4	13.5182	1.9	1.6452	6.9	0.1613	6.6	0.96	964.0	59.3	987.7	43.5	1040.7	37.4	1040.7	37.4
El Marmolito	62	55544	1.5	13.5062	0.6	1.7685	1.6	0.1732	1.5	0.92	1029.9	13.9	1034.0	10.3	1042.5	12.7	1042.5	12.7
El Marmolito	20	28439	1.4	13.4957	0.9	1.7075	3.2	0.1671	3.1	0.96	996.3	28.3	1011.3	20.5	1044.1	18.6	1044.1	18.6
El Marmolito	279	198559	17.6	13.4065	0.8	1.8191	6.4	0.1769	6.3	0.99	1049.9	61.1	1052.4	41.6	1057.5	15.6	1057.5	15.6
El Marmolito	141	156430	3.6	12.8871	3.8	1.9385	6.9	0.1812	5.7	0.84	1073.5	56.8	1094.5	46.0	1136.6	74.8	1136.6	74.8
El Marmolito	537	363901	2.6	12.8168	0.8	2.0922	3.2	0.1945	3.1	0.97	1145.6	32.7	1146.3	22.1	1147.5	15.8	1147.5	15.8
El Marmolito	434	507201	3.1	12.7723	4.9	1.4605	19.2	0.1353	18.5	0.97	818.0	142.5	914.2	116.1	1154.3	97.0	1154.3	97.0
El Marmolito	116	59502	2.4	12.6135	1.7	2.1573	2.1	0.1974	1.3	0.59	1161.1	13.5	1167.4	14.8	1179.2	33.8	1179.2	33.8
El Marmolito	351	396755	7.1	12.1747	3.4	1.8926	11.7	0.1671	11.2	0.96	996.2	103.0	1078.5	77.6	1248.8	66.6	1248.8	66.6
El Marmolito	167	102696	1.4	11.8794	3.7	2.3456	4.2	0.2021	2.0	0.49	1186.6	22.1	1226.2	29.9	1296.7	71.4	1296.7	71.4
El Marmolito	222	239957	3.5	11.8142	1.2	2.5968	6.1	0.2225	5.9	0.98	1295.1	69.7	1299.7	44.4	1307.4	22.8	1307.4	22.8
El Marmolito	241	187695	3.1	11.1491	0.9	2.7894	1.3	0.2256	0.9	0.72	1311.2	11.2	1352.7	9.8	1419.0	17.5	1419.0	17.5
El Marmolito	369	353929	1.7	11.0789	1.0	3.2069	8.6	0.2577	8.5	0.99	1478.0	112.8	1458.8	66.7	1431.1	18.8	1431.1	18.8
El Marmolito	122	261143	0.9	11.0131	1.1	3.1669	3.7	0.2530	3.5	0.95	1453.7	45.6	1449.1	28.4	1442.4	20.8	1442.4	20.8
El Marmolito	178	811378	1.8	10.1821	0.6	3.6894	1.1	0.2725	1.0	0.87	1553.2	13.5	1569.1	9.0	1590.4	10.5	1590.4	10.5
El Marmolito	263	380626	2.3	10.1278	2.0	3.6991	2.7	0.2717	1.8	0.67	1549.5	25.3	1571.2	21.8	1600.4	37.5	1600.4	37.5
El Marmolito	201	547355	3.3	9.6695	0.9	4.3850	1.2	0.3075	0.9	0.70	1728.5	13.2	1709.5	10.2	1686.3	16.2	1686.3	16.2
El Marmolito	267	742116	3.4	9.1136	0.6	4.4380	5.5	0.2933	5.5	0.99	1658.2	79.7	1719.5	45.5	1794.9	10.9	1794.9	10.9
El Marmolito	228	273048	3.7	8.5019	58.5	3.2934	78.7	0.2031	52.6	0.67	1191.8	574.1	1479.5	709.2	1920.4	1166.5	1920.4	1166.5

Anexo 2. Geoquímica de roca total de las muestras representativas de las rocas encajonantes.  
Abreviaturas: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(T) = hierro total.

Roca	Metatoba	Andesita Santo Dominguito	Andesita San Andrés	Metandesita San Andrés	Metandesita San Andrés	Filita Nuevo Rosarito	Metalava San Borja
Localidad	La Unión	Dominguito	San Andrés	San Andrés	San Andrés	Rosarito	San Borja
Muestra	01VI08	15VI08	16VI08	19VI08	20VI08	NR24	23VI08
Coordenadas UTM	208720/	784022/	767043/	764636/	776259/	789727/	225953/
(Lat/Lon)	3167942	3180565	3178602	3189450	3185406	3170001	3182310
a) Elementos mayores (% peso)							
SiO <sub>2</sub>	79.7	45.79	55.36	70.95	61.57	69.35	62.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.67	19.84	14.1	13.15	17.08	14.42	13.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	3.51	11.34	10.44	5.74	6.18	4.41	5.52
MnO	0.07	0.18	0.186	0.04	0.207	0.06	0.087
MgO	0.86	4.92	4.27	0.26	2.25	0.48	4.8
CaO	0.18	10.46	5.03	1.09	2.06	1.17	7.34
Na <sub>2</sub> O	2.73	2.88	6.98	5.23	6.93	3.83	3.54
K <sub>2</sub> O	0.59	0.2	0.2	2.92	1.41	5.56	0.14
TiO <sub>2</sub>	0.593	0.846	1.092	0.737	0.745	0.432	0.316
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.08	0.17	0.11	0.25	0.13	0.08
LOI	1.62	2.98	1.32	0.17	1.7	0.55	0.66
Total	98.6	99.53	99.14	100.4	100.4	100.4	98.93
(b) Elementos traza (ppm)							
Ba	215	128	51	1453	295	-	45
Rb	25	3	< 2	35	24	-	< 2
Sr	82	363	49	123	168	-	219
Zr	219	24	60	237	170	-	34
Y	18	13	23	41	23	-	11
Nb	8	< 1	1	8	6	-	< 1
Th	6.3	0.3	0.4	5.4	3.1	-	0.3
Pb	< 5	< 5	< 5	8	8	-	7
Ga	9	17	14	17	20	-	11
Zn	90	40	< 30	< 30	180	-	40
Cu	30	50	60	110	60	-	170
Cr	370	90	180	480	100	-	270
Ni	40	< 20	< 20	< 20	< 20	-	30
V	57	365	280	26	113	-	190
Hf	6.5	0.9	1.7	6.7	4.4	-	1
Cs	1.3	1.7	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-	< 0.5
Sc	8	39	32	9	13	-	17
Ta	0.7	< 0.1	< 0.1	0.6	0.4	-	< 0.1
Co	9	28	14	4	11	-	19
U	2.3	0.1	0.2	2.4	1.6	-	0.2
(c) Elementos de tierras raras (ppm)							
La	22.9	4.1	6	18.8	18.8	-	3.4
Ce	44.7	7.3	12.7	46.4	40.8	-	6.7
Pr	5.96	1.04	1.83	6.02	4.85	-	0.96
Nd	19.9	5.5	9.5	25.2	19.2	-	4.6
Sm	4.1	1.8	2.9	6.5	4.6	-	1.4
Eu	0.88	0.73	1.2	1.64	1.36	-	0.5
Gd	3.5	2.2	3.7	6.6	4.5	-	1.7
Tb	0.6	0.4	0.6	1.1	0.7	-	0.3
Dy	3.3	2.5	4.1	7	4	-	1.7
Ho	0.7	0.5	0.9	1.6	0.9	-	0.4
Er	2.1	1.6	2.8	5.1	2.7	-	1.3
Tm	0.31	0.24	0.41	0.78	0.41	-	0.19
Yb	2	1.5	2.6	4.9	2.5	-	1.2
Lu	0.31	0.21	0.37	0.76	0.37	-	0.19

Anexo 2. (Cont.) Geoquímica de roca total de las muestras representativas de las rocas encajonantes.  
Abreviaturas: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(T) = hierro total.

Roca	Metalava	Metandesita	Metandesita	Metandesita	Metandesita	Basalto
Localidad	Compostela	El Veteado	El Arco	Calmalí	El Veteado	El Rebaje
Muestra	05VI08	11-II-13	5-II-13(B)	12-II-13	24-X-13	6-VI-14
Coordenadas UTM	226350/	261437/	263804/	261948/	258862/	261439/
(Lat/Lon)	3165260	3111109	3108651	3117264	3122299	3111116
a) Elementos mayores (% peso)						
SiO <sub>2</sub>	49.86	53.98	59.9	53.56	54.4	53.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18	15.53	18.93	17.9	11.76	16.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	8.92	7.81	6.42	9.09	11.12	9
MnO	0.146	0.144	0.093	0.11	0.192	0.11
MgO	6.1	8.64	2.71	4.58	6.75	4.85
CaO	10.63	9.98	2.65	12.44	9.06	9.64
Na <sub>2</sub> O	2.87	3.32	5.45	1.67	2.29	4.97
K <sub>2</sub> O	0.4	0.12	1.27	0.46	3.35	0.47
TiO <sub>2</sub>	1.339	0.554	0.477	0.62	0.423	0.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.03	0.41	0.08	0.45	0.19
LOI	1.27	0.85	2.51	0.36	1.16	1.02
Total	99.72	101	100.8	100.9	100.9	100.4
(b) Elementos traza (ppm)						
Ba	241	132	519	528	587	53
Rb	8	< 2	26	4	72	3
Sr	309	271	426	235	148	93
Zr	88	43	62	32	22	51
Y	21	12	14	16	11	16
Nb	4	< 1	3	1	< 1	< 1
Th	1	0.3	1.1	0.5	0.8	0.6
Pb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ga	17	14	16	15	13	15
Zn	70	60	40	80	90	90
Cu	60	80	< 10	50	100	20
Cr	300	440	70	200	270	320
Ni	40	140	< 20	30	30	60
V	237	223	173	344	291	202
Hf	2.4	1.2	1.5	0.8	0.6	1.4
Cs	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Sc	31	37	14	38	45	35
Ta	0.3	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Co	28	40	15	26	32	31
U	0.3	< 0.1	0.4	0.3	0.4	0.1
(c) Elementos de tierras raras (ppm)						
La	8.7	2.1	6	5.9	4.8	3.4
Ce	19.6	5	13.8	8	7.9	7.8
Pr	2.81	0.8	1.78	1.56	1.19	1.12
Nd	12.5	4.2	8.1	6.8	5.7	5.5
Sm	3.3	1.5	2.1	1.8	1.4	1.7
Eu	1.2	0.57	0.73	0.6	0.48	0.64
Gd	3.7	2	2.1	2.3	1.5	2.3
Tb	0.6	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4
Dy	3.8	2.6	2.6	2.6	1.8	2.6
Ho	0.8	0.5	0.5	0.5	0.4	0.6
Er	2.4	1.5	1.5	1.5	1.1	1.8
Tm	0.35	0.22	0.23	0.23	0.16	0.27
Yb	2.1	1.5	1.6	1.5	1	1.8
Lu	0.3	0.25	0.3	0.26	0.17	0.29

Anexo 3. Geoquímica de roca total de las muestras de rocas intrusivas. Abreviaturas: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(T) = fierro total, ZT= Zona transicional, ZE= Zona este y ZO= Zona oeste.

Roca	Tonalita Bt	Cuarzodiorita Bt-Hb	Granodiorita Bt	Tonalita Bt	Tonalita Bt	Tonalita	Granito Bt
Plutón	Compostela	Compostela	Compostela	Compostela	Compostela	Compostela	San Pedro
Muestra	1-VI-12	2-VI-12	17-VI-10	16-VI-10	19-VI-10	03VI08	7-X-12
Zona	ZT	ZT	ZT	ZT	ZT	ZT	ZE
Coordenadas UTM (Lat/Lon)	232218/ 3180226	237426/ 3177366	234030/ 3171588	231430/ 3171618	236395/ 3172051	229372/ 3166926	259855/ 3153210
a) Elementos mayores (% peso)							
SiO <sub>2</sub>	67.3	67.37	69.33	65.28	69.16	64.48	74.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.5	15.42	16.58	17.17	16.34	16.38	14.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	3.46	3.51	3.21	4.1	3.19	4.64	1.93
MnO	0.058	0.053	0.023	0.061	0.053	0.068	0.063
MgO	1.46	1.47	1.14	1.49	1.1	2.04	0.43
CaO	4.17	3.7	3.67	4.97	3.34	4.33	1.73
Na <sub>2</sub> O	4.51	3.97	3.75	4.66	4.47	4.58	3.96
K <sub>2</sub> O	1.53	2.45	1.52	1.37	1.62	1.65	2.78
TiO <sub>2</sub>	0.405	0.363	0.458	0.594	0.407	0.561	0.143
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.12	0.02	0.23	0.17	0.17	0.09
LOI	0.76	0.68	0.82	0.5	0.49	0.61	0.46
Total	100.3	99.11	100.5	100.4	100.3	99.52	99.79
(b) Elementos traza (ppm)							
Ba	512	767	495	436	514	551	961
Rb	36	45	51	33	49	33	74
Sr	694	609	550	744	528	719	299
Zr	59	65	108	107	75	98	68
Y	7	4	5	11	5	4	8
Nb	3	2	6	6	6	7	7
Th	2.7	1.8	8.5	3.4	2.8	2.5	3.8
Pb	7	10	15	10	12	< 5	13
Ga	20	18	20	22	20	19	16
Zn	60	50	70	80	70	70	50
Cu	40	40	50	50	20	20	10
Cr	260	400	430	260	310	360	500
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	20	< 20
V	78	82	74	96	65	77	14
Hf	1.7	2	3	2.6	2.1	3	1.9
Cs	1.2	2.5	1.5	1.4	2.6	0.6	1.6
Sc	6	5	7	8	6	7	2
Ta	0.3	0.1	0.4	0.4	0.5	0.4	0.7
Co	8	9	4	8	6	14	2
U	0.7	0.7	0.9	1.5	0.8	0.9	1.4
(c) Elementos de tierras raras (ppm)							
La	16.8	4.5	26.7	13.7	15.1	15.1	13.7
Ce	31.5	9.5	51.6	30.4	28.8	30	26.7
Pr	3.63	1.22	5.95	4.17	3.35	3.64	2.99
Nd	13.1	4.9	21.3	17.7	11.5	12.8	10.8
Sm	2.3	1.1	3.7	4	2	2.5	2.1
Eu	0.69	0.47	1.45	1.07	0.8	0.84	0.47
Gd	1.6	1	2.4	3.1	1.4	1.9	1.6
Tb	0.2	0.1	0.3	0.4	0.2	0.3	0.3
Dy	1.2	0.8	1.3	2.3	1.1	1.4	1.4
Ho	0.2	0.2	0.2	0.4	0.2	0.3	0.3
Er	0.6	0.4	0.5	1.1	0.5	0.7	0.7
Tm	0.08	0.06	0.07	0.15	0.07	0.11	0.1
Yb	0.6	0.4	0.5	1	0.5	0.7	0.7
Lu	0.11	0.07	0.11	0.18	0.11	0.1	0.13

Anexo 3. (Cont.) Geoquímica de roca total de las muestras de rocas intrusivas. Abreviaturas: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(T) = fierro total, ZT= Zona transicional, ZE= Zona este y ZO= Zona oeste.

Roca	Granodiorita Bt	Cuarzodiorita	Microdiorita	Tonalita Bt-Hbl	Anfibolita	Cuarzodiorita Bt	Cuarzodiorita Bt	Cuarzodiorita Bt-Hbl
Plutón	San Pedro	San Pedro	San Pedro				San Roque	San Roque
Muestra	14-X-12	17-X-12	22-X-12	7-VI-12	8-VI-12	12-VI-12	SR-3	SR-4-A
Zona	ZE	ZE	ZE	Vz	Vz	Vz	Vz	Vz
Coordenadas UTM	250468	250680	265337	757497	750515	772036	757277	756405
(Lat/Lon)	3163278	3162664	3151634	3008374	3013668	3013868	3008330	3007807
a) Elementos mayores (% peso)								
SiO <sub>2</sub>	71.57	49.32	57.78	64	50.12	67.12	65.21	58.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.47	19.09	18.46	17.66	15.2	16.51	16.57	18.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	2.44	9.22	8.29	4.49	10.28	4.11	4.31	6.49
MnO	0.035	0.158	0.118	0.062	0.171	0.068	0.06	0.128
MgO	0.7	5.89	4.16	2.39	7.78	1.88	2.39	3.25
CaO	2.04	10.61	6.66	5.06	11.01	4.42	4.65	5.76
Na <sub>2</sub> O	4.04	3.49	1.02	4.39	2.9	4.31	4.23	4.73
K <sub>2</sub> O	3.31	0.58	2.37	1.3	0.09	1.33	1.3	1.31
TiO <sub>2</sub>	0.281	1.307	1.002	0.453	1.25	0.409	0.45	0.662
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.12	0.16	0.12	0.1	0.15	0.12	0.17
LOI	0.29	1.11	0.98	0.83	1.75	0.37	1.1	1.3
Total	99.24	100.9	101	100.8	100.7	100.7	100.4	100.4
(b) Elementos traza (ppm)								
Ba	953	214	745	483	39	463	518	419
Rb	83	7	68	35	< 2	28	34	34
Sr	462	541	661	350	160	358	317	369
Zr	110	84	130	117	70	129	126	96
Y	6	30	12	12	28	11	14	18
Nb	5	5	7	4	1	5	4	5
Th	7.4	0.5	4.2	1.6	0.1	1.8	3.1	2.1
Pb	20	< 5	8	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ga	22	20	22	15	16	16	15	16
Zn	60	70	100	< 30	40	40	< 30	40
Cu	70	10	60	60	30	70	30	40
Cr	440	130	290	310	350	240	450	250
Ni	< 20	< 20	30	< 20	100	< 20	< 20	< 20
V	33	483	136	79	296	62	77	134
Hf	3.3	2.6	3	2.6	1.9	2.8	2.8	2.4
Cs	3	< 0.5	3.3	0.9	< 0.5	< 0.5	1.3	0.9
Sc	3	37	13	9	39	7	9	15
Ta	0.4	0.2	0.4	0.3	< 0.1	0.3	0.4	0.4
Co	3	21	26	12	42	10	12	17
U	1.4	0.3	1.5	0.5	< 0.1	0.5	0.6	0.9
(c) Elementos de tierras raras (ppm)								
La	12.7	7.9	16.4	9	2.6	10.7	10	11.5
Ce	29.8	20.9	31.8	17.2	7.3	20.7	19.4	24
Pr	3.14	3.52	3.92	2.13	1.27	2.36	2.34	2.96
Nd	11	16.7	16	7.7	7.1	9.4	8.5	11.7
Sm	2.3	4.9	3.4	2	2.7	2.2	2	2.9
Eu	0.6	1.4	1.24	0.78	1.13	0.66	0.6	0.94
Gd	1.7	5.4	3	2	4	1.7	2.2	3.2
Tb	0.3	1	0.5	0.4	0.8	0.3	0.3	0.6
Dy	1.4	5.9	2.5	2.3	5.3	1.9	2.2	3.4
Ho	0.2	1.1	0.4	0.4	1.1	0.4	0.5	0.7
Er	0.6	3.2	1.2	1.3	3.3	1.1	1.4	2
Tm	0.09	0.46	0.16	0.18	0.49	0.17	0.22	0.3
Yb	0.6	2.9	1.1	1.3	3.2	1.2	1.6	2.1
Lu	0.11	0.46	0.18	0.22	0.52	0.21	0.29	0.37

Anexo 3. (Cont.) Geoquímica de roca total de las muestras de rocas intrusivas. Abreviaturas: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(T) = hierro total, ZT= Zona transicional, ZE= Zona este y ZO= Zona oeste.

Roca	Cuarzodiorita Bt	Cuarzodiorita Bt	Anfibolita	Tonalita Bt	Diorita	Granodiorita	Cuarzodiorita Bi-Hbl	Gabbro 2px
Plutón	San Roque	San Roque	San Roque	San Roque	San Roque	San Roque	Calmalí	Calmalí
Muestra	SR-6	SR-8	SR-9	SR-10	SR-14	SR PE2	SOM-1	SOM-4
Zona	Vz	Vz	Vz	Vz	Vz	Vz	ZO	ZO
Coordenadas UTM	754615	754972	754634	754634	754935	757792	261723	265413
(Lat/Lon)	3008277	3009282	3009244	3009244	3009013	30084430	3118631	3123369
a) Elementos mayores (% peso)								
SiO <sub>2</sub>	64.81	68.2	52.09	71.83	50.14	70.63	57.58	50.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.91	15.84	16.76	13.57	16.16	12.6	16.43	18.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	4.06	4.61	6.66	3.73	8.57	1.43	8.77	10.06
MnO	0.07	0.085	0.118	0.074	0.147	0.041	0.141	0.177
MgO	2.33	1.15	8.52	0.82	6.27	0.93	3.81	7.16
CaO	4.68	3.24	11.51	1.64	10.81	3.48	7.55	10.26
Na <sub>2</sub> O	4.36	5.2	2.43	5.06	3.61	2.84	2.75	2.25
K <sub>2</sub> O	1.38	1.11	0.72	1.48	0.45	5.62	1.33	0.11
TiO <sub>2</sub>	0.416	0.651	0.443	0.404	0.804	0.223	0.841	0.858
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.18	0.06	0.08	0.17	0.06	0.11	0.05
LOI	1.63	0.52	1.4	0.88	1.57	3.05	0.69	0.59
Total	100.8	100.8	100.7	99.56	98.71	100.9	100	100.2
(b) Elementos traza (ppm)								
Ba	491	377	264	432	129	1075	308	104
Rb	32	29	19	23	5	86	52	< 2
Sr	327	192	238	120	279	176	237	312
Zr	107	222	40	186	50	81	121	17
Y	12	27	10	25	15	15	19	6
Nb	4	5	1	5	3	5	3	1
Th	2.6	1.4	0.3	1.9	0.5	7.5	4.2	0.1
Pb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ga	14	17	12	15	15	10	16	17
Zn	30	40	40	< 30	60	< 30	70	90
Cu	20	40	60	100	< 10	< 10	40	40
Cr	390	380	170	560	220	450	280	320
Ni	< 20	< 20	40	< 20	50	< 20	< 20	50
V	75	55	143	30	212	28	221	251
Hf	2.4	5.1	1	4.4	1.2	2.5	3.3	0.5
Cs	0.9	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.9	2.4	< 0.5
Sc	9	9	37	9	31	4	26	29
Ta	0.3	0.2	< 0.1	0.2	0.3	0.8	0.2	< 0.1
Co	11	6	38	4	28	4	24	37
U	0.5	0.7	0.2	0.9	0.2	3	1	< 0.1
(c) Elementos de tierras raras (ppm)								
La	9.6	10.5	2.5	11	6.1	15.2	9	2.9
Ce	18.3	24.7	5.5	23.6	12.6	30.3	19.7	5.5
Pr	2.19	3.43	0.83	3.2	1.71	3.45	2.71	0.72
Nd	8.5	14.2	4.2	12.7	8	12	11.8	3.1
Sm	1.8	3.8	1.4	3.5	2.4	2.1	3.2	0.9
Eu	0.65	1.27	0.57	1.01	0.73	0.56	0.91	0.52
Gd	1.8	4.4	1.6	3.8	2.4	1.8	3.3	1.1
Tb	0.3	0.8	0.3	0.7	0.4	0.3	0.6	0.2
Dy	2.1	5.1	2	4.6	2.8	2.1	4	1.3
Ho	0.4	1	0.4	1	0.5	0.4	0.8	0.3
Er	1.3	3.1	1.2	2.9	1.6	1.4	2.2	0.8
Tm	0.2	0.47	0.18	0.43	0.25	0.24	0.32	0.11
Yb	1.3	3.2	1.2	3.1	1.6	1.8	2.2	0.8
Lu	0.24	0.54	0.19	0.54	0.24	0.29	0.38	0.14

Anexo 3. (Cont.) Geoquímica de roca total de las muestras de rocas intrusivas. Abreviaturas: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(T) = fierro total, ZT= Zona transicional, ZE= Zona este y ZO= Zona oeste.

Roca	Cuarzodiorita Hbl	Diorita Hbl	Gabro de anfíbol	Tonalita Hbl-Bt	Tonalita Bt	Tonalita Bt	Tonalita Hbl-Bt	Tonalita de Bt	Tonalita Bt
Plutón	Calmalí	Calmalí	Calmalí	Calmalí	Calmalí	Calmalí	Calmalí	Calmalí	Calmalí
Muestra	SOM-6	SOM-8	8-II-13	14-II-13	15-II-13	17-II-13	18-II-13	27-II-14	24-II-14
Zona	ZO	ZO	ZO	ZO	ZO	ZO	ZO	ZO	ZO
Coordenadas UTM	264140	263537	256908	262563	264007	263587	263087	265423	266246
(Lat/Lon)	3123040	3121636	3113070	3118875	3123402	3121339	3119735	3133665	3127882
a) Elementos mayores (% peso)									
SiO <sub>2</sub>	60.41	59.82	50.97	58.85	73	67.24	59.58	70.18	66.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.19	17.32	14.34	17.29	15.28	15.96	16.78	15.43	17.29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	7.21	8.37	4.98	7.85	2.53	5.44	8.15	2.6	3.55
MnO	0.139	0.144	0.116	0.139	0.051	0.069	0.143	0.043	0.034
MgO	2.38	2.65	12.89	3.29	0.5	1.11	3.18	0.76	1
CaO	6.63	6.77	15.11	6.97	4.3	3.77	7.17	2.95	3.52
Na <sub>2</sub> O	3.45	3.29	0.76	3.26	3.67	3.23	3.37	4.39	4.72
K <sub>2</sub> O	0.76	0.94	0.03	1.4	0.76	1.62	0.98	2.27	1.81
TiO <sub>2</sub>	0.701	0.883	0.114	0.67	0.279	0.575	0.805	0.353	0.489
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.18	< 0.01	0.17	0.06	0.04	0.15	0.11	0.21
LOI	0.73	0.59	1.54	0.7	0.46	0.69	0.63	0.85	1.24
Total	99.77	101	100.8	100.6	100.9	99.74	100.9	99.94	100.2
(b) Elementos traza (ppm)									
Ba	253	405	40	504	313	719	340	762	657
Rb	22	25	< 2	36	20	59	26	70	66
Sr	275	299	127	326	274	186	292	458	594
Zr	130	131	4	79	155	249	143	119	181
Y	17	20	3	21	3	33	27	8	11
Nb	5	5	< 1	3	3	7	4	4	6
Th	2.6	3	< 0.1	1.9	1.7	2.1	3.7	4.9	4
Pb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	8	5	14	11
Ga	18	17	8	17	13	18	17	21	24
Zn	70	70	< 30	80	< 30	60	70	70	70
Cu	< 10	10	190	30	10	10	30	< 10	< 10
Cr	470	310	1140	240	610	440	300	440	460
Ni	< 20	< 20	230	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
V	117	142	131	189	14	99	178	31	40
Hf	3.2	3.2	< 0.2	2.1	3.7	5.9	3.9	3.1	4.3
Cs	0.9	1.2	< 0.5	1.4	1.1	2.6	1.8	2.1	1.2
Sc	15	18	42	23	3	13	25	4	5
Ta	0.3	0.4	< 0.1	0.2	0.1	0.4	0.2	0.4	0.5
Co	14	16	35	19	4	10	20	3	6
U	0.7	0.8	< 0.1	0.7	0.7	1.1	0.9	1	1.2
(c) Elementos de tierras raras (ppm)									
La	11.6	11	0.3	10.9	5.7	8.1	10.1	22.2	17.5
Ce	24.1	24.1	0.6	22.5	8.2	14.8	23.6	38.8	33.5
Pr	3	3.25	0.08	3.06	0.79	1.65	3.43	4.57	4.07
Nd	12.2	14.7	0.5	13.2	3.1	5.8	15.6	16.8	16
Sm	3	3.4	0.2	3.4	0.5	1.4	4.1	3	3.1
Eu	1.05	1.12	0.16	0.92	0.77	1.1	1.11	0.82	0.93
Gd	3	3.8	0.4	3.5	0.4	2.2	4.6	2.2	2.4
Tb	0.5	0.6	< 0.1	0.6	< 0.1	0.6	0.8	0.3	0.4
Dy	3.3	3.7	0.6	3.8	0.4	5.2	5.1	1.4	2
Ho	0.7	0.8	0.1	0.8	< 0.1	1.3	1.1	0.2	0.4
Er	1.9	2.1	0.4	2.3	0.3	4.2	3.1	0.6	1
Tm	0.29	0.31	0.05	0.33	0.06	0.64	0.45	0.1	0.15
Yb	2	2.2	0.4	2.4	0.5	4.2	2.9	0.7	1
Lu	0.34	0.36	0.06	0.4	0.09	0.67	0.47	0.11	0.16

Anexo 3. (Cont.) Geoquímica de roca total de las muestras de rocas intrusivas. Abreviaturas: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(T) = fierro total, ZT= Zona transicional, ZE= Zona este y ZO= Zona oeste.

Roca	Diorita cpx	Cuarzodiorita Hb-Bt	Cuarzodiorita Hb-Bt	Cuarzodiorita Hb-Bt	Tonalita	Gabro 2px	Tonalita	Diorita
Plutón	Calmalí	Calmalí	Calmalí	Calmalí	San Jerónimo	San Jerónimo	San Jerónimo	San Jerónimo
Muestra	20-II-14	19-II-14	18-II-14	7-II-14	10-IV-09	12-IV-09	16-IV-09	20-IV-09
Zona	ZO	ZO	ZO	ZO	ZO	ZO	ZO	ZO
Coordenadas UTM	266030	256145	255712	254823	217670	217837	217411	216069
(Lat/Lon)	3125183	3131510	3137413	3136092	3138130	3137505	3135846	3140194
a) Elementos mayores (% peso)								
SiO <sub>2</sub>	51.47	60.76	64.5	59.72	75.2	47.53	76.79	50.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.03	16.51	16.33	16.39	13.28	17.11	11.75	14.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	9.52	7.31	4.57	7.91	1.5	8.5	2.63	9.16
MnO	0.159	0.125	0.067	0.144	0.024	0.144	0.04	0.094
MgO	4.54	2.7	1.95	2.6	1.1	7.09	0.43	6.03
CaO	9.09	6.44	4.51	6.52	1.69	12.13	2.66	10.15
Na <sub>2</sub> O	3.67	3.67	4.17	3.48	6.88	1.91	4.66	4.47
K <sub>2</sub> O	0.28	1.08	1.94	0.81	0.11	0.15	0.33	0.44
TiO <sub>2</sub>	0.934	0.694	0.652	0.742	0.449	0.567	0.381	1.291
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.2	0.14	0.18	0.16	0.12	0.09	0.08	0.19
LOI	1.41	0.83	1.06	0.97	0.4	0.19	0.31	2.41
Total	100.3	100.3	99.94	99.45	100.7	95.41	100.1	98.98
(b) Elementos traza (ppm)								
Ba	374	428	675	259	38	124	145	82
Rb	3	32	58	21	< 2	3	4	4
Sr	422	266	560	256	63	212	156	173
Zr	80	149	120	127	278	27	265	80
Y	17	26	9	24	37	14	47	42
Nb	2	3	5	4	9	3	5	3
Th	0.2	1.8	6.8	0.9	3.3	0.2	3.7	2.3
Pb	< 5	6	10	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ga	22	21	22	18	15	13	13	12
Zn	110	100	80	70	< 30	< 30	< 30	< 30
Cu	80	20	< 10	20	10	40	20	360
Cr	240	430	400	490	380	450	450	270
Ni	30	< 20	< 20	< 20	< 20	40	< 20	< 20
V	225	154	88	134	22	199	25	313
Hf	1.9	3.6	3	2.9	8.2	1.1	8.1	2.5
Cs	< 0.5	1.1	3.1	0.6	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Sc	26	22	8	17	14	39	9	52
Ta	0.2	0.3	0.4	0.3	0.6	< 0.1	0.4	0.2
Co	25	16	9	15	3	33	2	14
U	< 0.1	0.6	0.7	0.3	1.1	< 0.1	0.9	1.4
(c) Elementos de tierras raras (ppm)								
La	7.4	13.6	25.1	10.4	7.3	3	8	13.2
Ce	15.2	28.7	45.9	22.5	33.8	7	25.6	31.6
Pr	2.32	4.06	5.33	3.29	6.62	1.15	4.29	4.7
Nd	10.7	16.8	19.6	14.6	30.6	5.8	19.9	21.4
Sm	2.8	4.2	3.3	3.6	6.9	1.8	5.7	6.4
Eu	1.11	1.04	0.92	1.04	1.18	0.67	1.07	1.9
Gd	3	4.3	2.3	3.8	5.8	2.2	6.3	7.2
Tb	0.5	0.7	0.4	0.7	1	0.4	1.3	1.3
Dy	3.1	4.3	1.7	4.1	6.3	2.6	8	7.6
Ho	0.6	0.9	0.3	0.8	1.4	0.6	1.7	1.7
Er	1.7	2.6	0.9	2.5	4	1.5	5.2	4.7
Tm	0.25	0.41	0.13	0.38	0.7	0.25	0.88	0.74
Yb	1.6	2.6	0.8	2.6	4.8	1.6	6.2	4.8
Lu	0.23	0.38	0.13	0.4	0.79	0.23	0.9	0.71

Anexo 3. (Cont.) Geoquímica de roca total de las muestras de rocas intrusivas. Abreviaturas: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(T) = hierro total, ZT= Zona transicional, ZE= Zona este y ZO= Zona oeste. \*=Peña-Alonso (2012).

Roca	Tonalita	Diorita	Diorita	Tonalita	Diorita	Tonalita	Tonalita	Tonalita
Plutón	San Jerónimo	La Rinconada	Nuevo Rosarito					
Muestra	25-IV-09	01-VI-09	07-VI-09	04-VI-09	13-VI-09	18-VI-09	RIN34	NR16*
Zona	ZO							
Coordenadas UTM (Lat/Lon)	216375 3136022	217894 3130800	217804 3132015	218767 3132360	217825 3133412	220395 3138586	233765 3143441	787703 3167821
a) Elementos mayores (% peso)								
SiO <sub>2</sub>	78.99	63.02	47.36	69.82	46.27	61.52	62.52	60.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.74	14.63	17.18	13.48	18.29	16.7	16.38	16.46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	1.29	7.49	10.17	4.31	10.01	7.01	5.89	7.39
MnO	0.017	0.082	0.181	0.06	0.173	0.107	0.09	0.164
MgO	0.22	2.04	6.77	0.83	3.37	1.48	2.69	2.24
CaO	2.57	4.88	12.47	3.05	10.52	4.86	5.72	5.94
Na <sub>2</sub> O	4.24	3.71	2.05	3.44	2.71	5.86	3.78	3.96
K <sub>2</sub> O	0.3	2.76	0.89	2.84	0.77	0.18	1.81	1
TiO <sub>2</sub>	0.202	0.761	0.596	0.473	1.04	0.927	0.695	0.616
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.19	0.07	0.12	0.18	0.23	0.14	0.17
LOI	0.32	1.66	0.59	1.28	1.01	1.05	0.24	0.45
Total	99.91	99.81	100.1	99	99.43	94.39	99.12	98.38
(b) Elementos traza (ppm)								
Ba	86	768	95	647	149	85	472	231
Rb	7	39	37	70	14	3	50	19
Sr	172	229	168	144	273	228	397	264
Zr	235	220	22	184	38	56	138	119
Y	51	41	12	34	25	24	14	30
Nb	4	5	< 1	4	3	2	na	2
Th	2.4	4.3	0.3	6.4	3.9	0.4	1.8	1.7
Pb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	5	<5.0
Ga	15	18	15	14	18	21	na	19
Zn	< 30	< 30	100	30	< 30	< 30	74	80
Cu	50	30	90	20	170	10	54	30
Cr	400	340	250	320	180	270	220	210
Ni	< 20	< 20	50	< 20	< 20	< 20	18	<20.0
V	6	137	272	42	359	76	136	103
Hf	6.9	6.7	0.8	5.9	1.7	1.6	4	3.1
Cs	< 0.5	0.8	1.9	0.8	< 0.5	< 0.5	na	0.5
Sc	12	21	47	11	33	19	na	21
Ta	0.4	0.4	< 0.1	0.3	0.6	< 0.1	< 1	0.2
Co	2	16	35	5	23	5	16	13
U	0.5	1.3	0.3	2.2	4.6	0.2	1.1	0.5
(c) Elementos de tierras raras (ppm)								
La	4.2	16	8	15.7	6.2	6.5	9.7	8.8
Ce	18.3	39.4	17.8	36.2	14.6	17	24	19.5
Pr	3.32	5.81	2.04	5.04	2.09	2.68	na	2.75
Nd	15.8	24.6	6.7	20.6	9.5	12	8	13.1
Sm	5.1	6.4	1.7	5.1	2.8	3.4	3.2	4.1
Eu	0.53	1.12	0.64	1.12	0.84	1.51	0.8	1.18
Gd	5.9	6.7	1.8	5.3	3.3	3.9	na	4.9
Tb	1.2	1.2	0.3	1	0.7	0.7	< 0.5	0.9
Dy	7.9	7.4	2.2	5.9	4	4.2	na	5.4
Ho	1.7	1.6	0.5	1.3	0.9	0.9	na	1.2
Er	5.2	4.5	1.3	3.7	2.4	2.6	na	3.6
Tm	0.89	0.72	0.21	0.62	0.38	0.4	na	0.56
Yb	5.6	4.7	1.3	4.1	2.5	2.6	2	3.5
Lu	0.78	0.69	0.2	0.62	0.36	0.38	0.27	0.5

Anexo 3. (Cont.) Geoquímica de roca total de las muestras de rocas intrusivas. Abreviaturas:  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$  = fierro total, ZT= Zona transicional, ZE= Zona este y ZO= Zona oeste. \*=Peña-Alonso (2012).

Roca	Gabro	Granito	Gabro	Granito
Plutón	Nuevo Rosarito	Nuevo Rosarito	Nuevo Rosarito	Nuevo Rosarito
Muestra	40XI08*	41XI08*	44XI08*	53XI08*
Zona	ZO	ZO	ZO	ZO
<b>Coordenadas</b>				
UTM	786155	788761	789936	788854
(Lat/Lon)	3173298	3171263	3169234	3168494
<b>a) Elementos mayores (% peso)</b>				
$\text{SiO}_2$	47.5	69.92	45.35	75.52
$\text{Al}_2\text{O}_3$	23.66	13.45	19.81	12.6
$\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$	5.92	2.26	6.05	1.71
MnO	0.153	0.062	0.123	0.06
MgO	5.48	0.45	9.45	0.25
CaO	14.73	1.35	16.27	1.68
$\text{Na}_2\text{O}$	1.26	3.31	0.81	3.92
$\text{K}_2\text{O}$	0.21	7.1	0.03	2.72
$\text{TiO}_2$	0.204	0.383	0.199	0.111
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.02	0.09	0.02	0.04
LOI	1.19	0.17	0.56	0.4
Total	100.3	98.56	98.67	99.01
<b>(b) Elementos traza (ppm)</b>				
Ba	72	598	17	491
Rb	4	89	<2.0	64
Sr	331	63	198	135
Zr	7	250	8	102
Y	5	27	2	11
Nb	1	5	<1.0	2
Th	1	4.6	0.3	7.2
Pb	<5.0	<5.0	<5.0	<5.0
Ga	15	12	12	12
Zn	<30.0	<30.0	30	<30.0
Cu	<10.0	10	20	<10.0
Cr	190	210	610	280
Ni	<20.0	<20.0	70	<20.0
V	157	18	118	7
Hf	0.5	6	0.3	2.8
Cs	<0.5	<0.5	<0.5	1.4
Sc	26	13	44	2
Ta	0.4	0.5	<0.1	0.3
Co	17	3	36	2
U	0.1	1.5	<0.1	1.1
<b>(c) Elementos de tierras raras (ppm)</b>				
La	1.5	12.5	0.9	12.1
Ce	5.8	31	1	22.4
Pr	0.83	4.16	0.18	2.5
Nd	3.6	18.4	1.1	9.1
Sm	1	4.7	0.4	1.9
Eu	0.53	1.16	0.24	0.52
Gd	1.2	4.7	0.6	1.8
Tb	0.2	0.8	0.1	0.3
Dy	1.3	4.6	0.7	1.8
Ho	0.3	1	0.2	0.4
Er	0.7	3.2	0.4	1.3
Tm	0.11	0.52	0.06	0.21
Yb	0.7	3.4	0.4	1.5
Lu	0.11	0.52	0.06	0.26

Anexo 4. Análisis geocronológico U-Pb en zircón realizado en un espectrómetro de masas ICP multicolector con ablación láser.

Análisis	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	206Pb* 207Pb*	± (%)	Radios isotópicos					206Pb* 238U*	± (Ma)	Edades aparentes (Ma)			Mejor Edad (Ma)	
						207Pb* 235U*	± (%)	206Pb* 238U	± (%)	error corr.			206Pb* (Ma)	± (Ma)	207Pb* (Ma)		
<b>Compostela</b>																	
1-VI-12-01	185	9305	2.2	22.5325	12.4	0.0988	12.9	0.0161	3.4	0.27	103.2	3.5	95.6	11.8	-89.5	305.8	103.2
1-VI-12-02	237	13340	1.9	22.3720	11.4	0.0892	11.7	0.0145	2.8	0.23	92.6	2.5	86.8	9.7	-72.0	279.2	92.6
1-VI-12-03	88	12372	2.9	23.5858	46.1	0.0874	46.3	0.0149	5.1	0.11	95.7	4.9	85.1	37.8	-202.8	1211.6	95.7
1-VI-12-03	987	65114	5.1	20.9928	2.6	0.0963	2.8	0.0147	1.1	0.39	93.8	1.0	93.4	2.5	81.2	61.6	93.8
1-VI-12-05	124	5759	1.6	20.2821	9.1	0.1003	9.7	0.0147	3.4	0.34	94.4	3.1	97.0	9.0	162.3	214.3	94.4
1-VI-12-06	109	4830	1.9	22.2880	36.9	0.0908	37.2	0.0147	4.6	0.12	94.0	4.3	88.3	31.5	-62.8	928.7	94.0
1-VI-12-07	204	18886	3.1	19.6141	10.1	0.1101	10.6	0.0157	3.5	0.33	100.2	3.5	106.1	10.7	240.1	232.5	100.2
1-VI-12-08	91	10422	1.9	25.5068	39.4	0.0795	40.4	0.0147	9.0	0.22	94.1	8.4	77.7	30.2	-403.0	1062.8	94.1
1-VI-12-09	74	7840	1.8	21.6230	26.5	0.0953	27.3	0.0149	6.5	0.24	95.7	6.2	92.5	24.1	10.5	647.2	95.7
1-VI-12-10	557	28176	2.7	20.1260	4.4	0.1077	5.1	0.0157	2.7	0.52	100.5	2.7	103.8	5.0	180.4	101.5	100.5
1-VI-12-11	78	4995	3.3	16.9326	24.2	0.1265	24.8	0.0155	5.3	0.21	99.4	5.2	121.0	28.2	569.2	533.6	99.4
1-VI-12-12	192	13321	1.7	20.5879	7.9	0.1006	11.9	0.0150	8.9	0.75	96.1	8.5	97.3	11.0	127.3	185.2	96.1
1-VI-12-13	178	10926	3.1	21.0046	17.6	0.1076	17.7	0.0164	1.8	0.10	104.8	1.8	103.8	17.4	79.8	420.0	104.8
1-VI-12-14	126	9330	2.0	23.6663	22.9	0.0826	23.3	0.0142	4.4	0.19	90.7	3.9	80.6	18.0	-211.3	580.4	90.7
1-VI-12-15	133	7503	2.1	22.7848	18.6	0.0953	19.6	0.0158	5.9	0.30	100.8	5.9	92.4	17.3	-116.9	462.9	100.8
1-VI-12-16	77	6947	3.4	29.6866	27.4	0.0812	27.8	0.0175	4.2	0.15	111.8	4.7	79.3	21.2	-816.4	792.8	111.8
1-VI-12-17	360	15177	5.5	21.8759	6.0	0.1053	9.6	0.0167	7.5	0.78	106.8	7.9	101.6	9.2	-17.5	144.3	106.8
1-VI-12-18	530	27816	5.2	20.4234	3.2	0.1192	10.1	0.0177	9.6	0.95	112.8	10.7	114.4	10.9	146.1	74.2	112.8
1-VI-12-19	107	6198	2.1	21.0514	19.5	0.1032	19.8	0.0158	3.5	0.17	100.8	3.5	99.7	18.8	74.6	467.5	100.8
1-VI-12-20	122	14093	2.0	20.4844	21.3	0.0979	21.5	0.0145	2.6	0.12	93.1	2.4	94.8	19.5	139.1	506.1	93.1
1-VI-12-21	396	36112	11.3	20.8248	6.5	0.1051	7.0	0.0159	2.5	0.35	101.5	2.5	101.5	6.7	100.2	154.5	101.5
1-VI-12-22	128	9628	1.7	23.4464	22.5	0.0882	22.9	0.0150	4.2	0.19	96.0	4.0	85.9	18.8	-187.9	567.6	96.0
1-VI-12-23	71	4349	2.4	19.8989	19.6	0.1069	20.7	0.0154	6.8	0.33	98.7	6.7	103.1	20.3	206.8	457.6	98.7
1-VI-12-24	76	4094	3.5	26.1222	34.4	0.0835	34.6	0.0158	3.9	0.11	101.1	4.0	81.4	27.1	-465.6	931.4	101.1
1-VI-12-25	113	15239	3.9	19.0497	18.4	0.1206	19.6	0.0167	6.6	0.34	106.5	7.0	115.6	21.4	307.0	422.5	106.5
<b>San Roque</b>																	
7-VI-12-01	56	9217	1.6	27.5227	18.6	0.1181	19.8	0.0236	6.8	0.34	150.2	10.1	113.4	21.3	-605.7	510.5	150.2
7-VI-12-02	99	10433	1.7	20.6974	9.0	0.1503	9.6	0.0226	3.5	0.36	143.8	4.9	142.2	12.8	114.7	212.9	143.8
7-VI-12-03	79	13537	2.4	19.4872	11.0	0.1654	12.3	0.0234	5.7	0.46	149.0	8.3	155.4	17.8	255.0	252.7	149.0

Anexo 4. (Cont.) Análisis geocronológico U-Pb en zircón realizado en un espectrómetro de masas ICP multicolector con ablación láser.

7-VI-12-04	46	5190	1.5	21.6358	34.6	0.1486	35.0	0.0233	5.4	0.16	148.6	8.0	140.7	46.0	9.1	853.9	148.6
7-VI-12-05	89	12183	2.7	22.3439	18.0	0.1427	18.3	0.0231	3.2	0.18	147.3	4.7	135.4	23.2	-69.0	442.0	147.3
7-VI-12-06	55	5259	1.7	19.7015	28.8	0.1732	29.4	0.0248	5.5	0.19	157.6	8.6	162.2	44.1	229.8	678.8	157.6
7-VI-12-07	109	10167	1.9	19.7969	6.4	0.1605	7.7	0.0230	4.4	0.57	146.9	6.3	151.2	10.8	218.7	147.5	146.9
7-VI-12-08	143	19384	2.1	20.4206	13.4	0.1663	16.8	0.0246	10.2	0.60	156.8	15.7	156.2	24.3	146.4	315.0	156.8
7-VI-12-09	155	15334	2.3	21.7920	14.6	0.1562	15.2	0.0247	4.4	0.29	157.2	6.8	147.4	20.9	-8.2	353.7	157.2
7-VI-12-10	70	5490	2.8	20.9107	21.5	0.1519	22.3	0.0230	5.8	0.26	146.8	8.5	143.5	29.8	90.5	514.1	146.8
7-VI-12-11	113	10966	2.5	20.6829	12.1	0.1564	13.0	0.0235	4.6	0.36	149.5	6.9	147.6	17.9	116.4	287.3	149.5
7-VI-12-12	51	8590	1.8	21.8327	50.5	0.1478	51.0	0.0234	6.7	0.13	149.1	9.9	140.0	66.7	-12.7	1297.2	149.1
7-VI-12-13	132	8232	1.5	19.4656	13.2	0.1643	13.5	0.0232	2.8	0.21	147.8	4.0	154.4	19.3	257.6	304.4	147.8
7-VI-12-14	126	11810	1.5	22.2673	20.8	0.1453	21.1	0.0235	3.5	0.16	149.5	5.1	137.7	27.1	-60.6	511.3	149.5
7-VI-12-15	212	37361	1.2	20.3816	4.1	0.1585	4.7	0.0234	2.2	0.46	149.3	3.2	149.4	6.5	150.9	97.0	149.3
7-VI-12-16	48	11844	1.5	20.4277	29.5	0.1595	29.9	0.0236	5.3	0.18	150.5	7.9	150.2	41.8	145.6	704.2	150.5
7-VI-12-17	38	8095	2.7	21.6906	36.1	0.1466	36.5	0.0231	5.3	0.15	147.0	7.7	138.9	47.4	3.0	894.6	147.0
7-VI-12-18	85	13503	1.8	18.5568	39.9	0.1738	43.5	0.0234	17.4	0.40	149.0	25.6	162.7	65.5	366.4	933.5	149.0
7-VI-12-19	105	21955	1.8	16.4669	14.0	0.1933	14.4	0.0231	3.3	0.23	147.2	4.9	179.5	23.7	629.6	302.8	147.2
7-VI-12-20	124	19536	2.2	22.5291	13.4	0.1457	15.1	0.0238	7.0	0.46	151.7	10.4	138.1	19.4	-89.2	328.6	151.7
7-VI-12-21	55	15981	2.8	24.8489	24.2	0.1281	25.0	0.0231	6.1	0.24	147.1	8.9	122.4	28.8	-335.3	631.4	147.1
7-VI-12-22	160	22820	1.9	21.0953	14.4	0.1652	16.0	0.0253	6.8	0.43	160.9	10.9	155.3	23.0	69.6	344.5	160.9
7-VI-12-23	64	7409	1.5	22.2533	40.9	0.1424	41.5	0.0230	6.8	0.16	146.5	9.9	135.2	52.6	-59.0	1036.4	146.5
7-VI-12-24	82	7075	2.3	21.8128	11.8	0.1467	12.2	0.0232	3.0	0.25	147.9	4.5	139.0	15.9	-10.5	286.2	147.9
7-VI-12-25	154	15014	1.5	20.1795	7.2	0.1618	8.3	0.0237	4.2	0.50	150.9	6.2	152.3	11.7	174.2	167.7	150.9
<b>San Pedro</b>																	
7-X-12-01	55	2814	5.2	36.6384	83.7	0.0599	83.8	0.0159	5.2	0.06	101.7	5.2	59.0	48.1	NA	NA	101.7
7-X-12-02	60	6569	3.4	-9.2007	763.5	0.2398	763.5	0.0160	10.8	0.01	102.3	11.0	-278.4	####	NA	NA	102.3
7-X-12-03	66	4764	3.5	20.1377	29.9	0.1073	31.4	0.0157	9.5	0.30	100.2	9.5	103.5	30.9	179.0	710.5	100.2
7-X-12-04	81	8068	3.3	24.4233	37.7	0.0921	38.2	0.0163	6.4	0.17	104.4	6.7	89.5	32.8	-291.0	991.4	104.4
7-X-12-05	69	3323	4.0	29.7712	30.0	0.0761	30.6	0.0164	5.7	0.19	105.0	5.9	74.5	21.9	-824.5	872.4	105.0
7-X-12-06	57	4416	3.3	21.2663	32.5	0.1081	34.2	0.0167	10.8	0.32	106.6	11.4	104.3	33.9	50.4	793.2	106.6
7-X-12-07	62	8501	4.1	35.7978	93.4	0.0647	93.9	0.0168	10.3	0.11	107.4	11.0	63.7	58.0	NA	NA	107.4
7-X-12-08	76	6454	2.9	15.6950	99.7	0.1438	100.5	0.0164	12.9	0.13	104.6	13.4	136.4	129.0	732.2	####	104.6
7-X-12-09	84	5699	3.3	21.2524	18.4	0.1029	20.2	0.0159	8.3	0.41	101.5	8.4	99.5	19.1	51.9	442.1	101.5
7-X-12-10	78	8471	2.6	23.5264	34.7	0.0966	35.2	0.0165	5.9	0.17	105.4	6.2	93.6	31.5	-196.5	892.7	105.4
7-X-12-11	56	2844	3.9	37.1924	47.4	0.0611	47.9	0.0165	7.0	0.15	105.3	7.3	60.2	28.0	NA	NA	105.3

Anexo 4. (Cont.) Análisis geocronológico U-Pb en zircón realizado en un espectrómetro de masas ICP multicolector con ablación láser.

7-X-12-12	70	9323	2.8	17.4327	38.7	0.1270	39.1	0.0161	5.5	0.14	102.7	5.6	121.4	44.8	505.5	883.6	102.7
7-X-12-13	77	2879	2.8	19.2952	30.4	0.1215	31.2	0.0170	7.1	0.23	108.7	7.7	116.4	34.3	277.8	709.6	108.7
7-X-12-14	142	7231	1.9	22.1517	19.2	0.1020	20.4	0.0164	6.9	0.34	104.8	7.2	98.6	19.2	-47.9	470.2	104.8
7-X-12-15	102	9879	2.9	31.0580	35.5	0.0707	35.8	0.0159	5.0	0.14	101.9	5.0	69.4	24.0	-946.8	1065.3	101.9
7-X-12-16	112	9149	3.9	27.8923	22.4	0.0935	22.8	0.0189	4.0	0.17	120.8	4.7	90.8	19.8	-642.2	621.8	120.8
7-X-12-17	569	8900	4.4	20.6420	4.0	0.0922	11.0	0.0138	10.2	0.93	88.4	9.0	89.5	9.4	121.1	94.1	88.4
7-X-12-18	142	9183	5.9	25.0358	22.8	0.0914	22.9	0.0166	2.4	0.10	106.2	2.5	88.9	19.5	-354.6	595.1	106.2
7-X-12-19	65	4629	4.3	21.3139	23.2	0.1077	24.0	0.0166	6.1	0.25	106.4	6.4	103.8	23.7	45.0	560.6	106.4
7-X-12-20	51	2950	3.2	20.3840	45.0	0.1072	45.8	0.0158	8.2	0.18	101.4	8.3	103.4	45.0	150.6	1106.4	101.4
7-X-12-21	70	5570	2.8	28.0644	55.0	0.0775	55.4	0.0158	7.2	0.13	100.9	7.2	75.8	40.5	-659.1	1620.7	100.9
7-X-12-22	74	4286	4.5	18.1708	25.7	0.1204	27.8	0.0159	10.7	0.38	101.5	10.8	115.4	30.3	413.6	582.2	101.5
7-X-12-23	127	9424	1.7	24.1096	25.8	0.0914	26.5	0.0160	6.0	0.23	102.2	6.1	88.8	22.5	-258.2	662.4	102.2
7-X-12-24	90	3861	3.3	20.5393	22.8	0.1015	25.1	0.0151	10.5	0.42	96.7	10.1	98.1	23.5	132.8	542.6	96.7
7-X-12-25	52	3976	2.6	25.4269	24.7	0.0884	26.5	0.0163	9.6	0.36	104.2	9.9	86.0	21.9	-394.8	652.1	104.2

