

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el CONACYT (Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología).

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México). El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo o titular de los Derechos Autor.

CICESE © 2023. Todos los derechos reservados

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



**Doctorado en Ciencias
Ciencias de la Tierra
con orientación en Geología**

**Rasgos tectónicos y magmáticos de los arcos de islas del
Jurásico Medio-Cretácico Tardío en la parte central de la
península de Baja California, México: evidencias petrológicas y
paleomagnéticas**

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

Presenta:

Doris Karina Gómez Alvarez

Ensenada, Baja California, México
2023

Tesis defendida por
Doris Karina Gómez Alvarez

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Codirector de tesis

Dr. Harald Norbert Böhnel
Codirector de tesis

Dr. Marco Antonio Pérez Flores

Dr. Bodo Weber

Dr. Carlos Manuel González León

Dra. Xóchitl Guadalupe Torres Carrillo



Dr. Diego Ruiz Aguilar
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Ana Denise Re Araujo
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Doris Karina Gómez Alvarez** como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología

Rasgos tectónicos y magmáticos de los arcos de islas del Jurásico Medio-Cretácico Tardío en la parte central de la península de Baja California, México: evidencias petrológicas y paleomagnéticas

Resumen aprobado por:

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Codirector de tesis

Dr. Harald Norbert Böhnel
Codirector de tesis

Los contrastes composicionales de los terrenos que conforman el basamento del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) imprimen características distintivas a los plutones que lo conforman. La zona oeste del arco Alisitos evolucionó a partir del Jurásico sobre una litósfera oceánica, mientras que en la zona este se desarrolló en zonas de convergencia y margen continental, principalmente durante el Cretácico Tardío. El límite entre ambos terrenos se ha interpretado como una zona de sutura tectónica caracterizada por deformación compresiva. Dichas zonas de sutura se han documentado de manera discontinua a lo largo del CBP, mostrando variaciones en anchura y temporalidad, desde el sur de California (~31° N) hasta la región de Calamajué (~29°N). En el sur del CBP, entre la región del batolito San Julián y la sierra El Arco el basamento está constituido por secuencias de cuenca intra-arco metamorizadas y deformadas del Jurásico-Cretácico Temprano (J-Ki) representando la parte más antigua del arco de islas Alisitos. La orientación de las foliaciones metamórficas coincide con la geometría y cinemática definida por el conjunto de fallas analizadas en intrusivos, cuyos vectores de acortamiento muestran una variación de ~50° cambiando su orientación de ENE/WSW en San Julián-Nuevo Rosarito, a NNE/SSW en la sierra El Arco. Al oeste de la sierra La Libertad, la secuencia jurásica intrusionada por el batolito San Julián de 137.1 ± 0.39 Ma (U-Pb zircón), podría reflejar un periodo de deformación compresiva anterior a la sutura de finales del Cretácico Temprano. El este del intrusivo muestra transición progresiva de menor a mayor deformación, desde las unidades marginales del sureste, hasta las unidades que afloran en el noreste en Agua de Higuera. Se propone que el evento orogénico regional asociado a convergencia, inicia antes de 137 Ma, es transpresiva y produjo el cierre de las cuencas intra-arco de las secuencias volcánicas y sedimentarias del J-Ki que afloran desde la región de Calamajué hasta la sierra El Arco. Los indicadores cinemáticos varían entre la región de Nuevo Rosarito-sierra El Arco, donde predominan los componentes compresivos no coaxiales, hasta el borde este del batolito San Julián y la zona del plutón San Pedro, donde predominan las componentes compresivas coaxiales. Esta diferencia indica la partición de los esfuerzos en la corteza, sugiriendo que el estilo estructural está controlado por la reología de las unidades involucradas. En contraste, los plutones más meridionales del CBP sin deformación intrusionan a la secuencia jurásica del arco de islas entre ca. 116 Ma, en el plutón Nuevo Rosarito a ca. 91 Ma de los intrusivos de El Barril. Resultados paleomagnéticos muestran que los intrusivos deformados del oriente del batolito San Julián del Cretácico Temprano muestran una rotación dextral aparente de $19^\circ \pm 12.1^\circ$, siendo la discordancia paleomagnética más significativa del conjunto de los plutones del sur del CBP. Las discordancias paleomagnéticas poco significativas de los plutones del extremo meridional del CBP indican que han permanecido más o menos estables desde su emplazamiento entre ca. 131 Ma en la costa Pacífico hasta ca. 91 Ma, en la costa del Golfo de California.

Palabras clave: Cinturón Batolítico Peninsular, plutón, paleomagnetismo, anisotropía de susceptibilidad magnética, geología estructural.

Abstract of the thesis presented by **Doris Karina Gómez Alvarez** as a partial requirement to obtain the Doctor of Science degree in Earth Sciences with orientation in Geology

Tectonic and magmatic features of Middle Jurassic-Late Cretaceous island arcs in the central part of the Baja California peninsula, Mexico: petrological and paleomagnetic evidence

Abstract approved by:

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Codirector de tesis

Dr. Harald Norbert Böhnel
Codirector de tesis

The Peninsular Range Batholith (PRB) basement composed of terranes with contrast features, can be related to the characteristic composition of their intrusive bodies. The western Alisitos arc zone evolved from a Jurassic oceanic lithosphere, while the eastern zone developed in a convergence setting and continental margin, mostly in Late Cretaceous. The boundary between both terranes has been interpreted as a suture tectonic zone characterized by compressive deformation. Such suture zones have been discontinuously recognized along the PRB, showing variations in temporality and width from the southern part of California (~31° N) to the Calamajué region (~29°N). In the south of the PRB, between the San Julián batholith and sierra El Arco, the basement is recognized as a Jurassic-Early Cretaceous (J-Ki) metamorphized and deformed intra-arc sequence, regarded as the oldest part of the Alisitos island arc. The coincidences between the metamorphic foliation orientations concerning the kinematics and geometry of the analyzed faults in Cretaceous plutons, show a principal shortening vector variation of ~50° from a main trend toward ENE/WSW in San Julián-Nuevo Rosarito area to NNE/SSW in sierra El Arco area. West from sierra La Libertad, the Jurassic sequence is intruded by the 137.1 ± 0.39 Ma (Pb-U zircon) San Julián batholith which forms a deformation belt in their oriental side that represents a compressive deformation period before the end of the Early Cretaceous suture. The composition of the eastern intrusive units of the San Julián batholith lies from hornblende diorites to biotite tonalites and granodiorites that geochemically are mainly calc-alkalines and peraluminous. Such eastern plutonic units show a progressive transition from less deformation in the southeastern La Zacatera units to a major deformation in the northeastern units in the Agua de Higuera zone. It is proposed a regional orogenic event associated with a transpressive convergence that could start before 137 Ma and produce the intra-arc basins closure of the J-Ki sedimentary and volcanic sequences that outcrop from sierra Calamajué to sierra El Arco. The kinematic indicators vary between the Nuevo Rosarito-El Arco region and the eastern part of the San Julián batholith-San Pedro pluton region. In the first region, the compressive components are mainly non-coaxial while in the second one prevail coaxial compressive components. This difference is an indicator of the strength partitioning in the crust, suggesting that the structural style is more controlled by the differences in the lithologic rheology. In contrast, the more meridional PRB non-deformed plutons intruded the Jurassic island arc sequence between ca. 116 Ma (Nuevo Rosarito pluton) and ca. 91 Ma (El Barril pluton). Paleomagnetic results in the eastern side of the Early Cretaceous San Julián batholith show an apparent dextral rotation of $19^\circ \pm 12.1^\circ$, which is the most notable paleomagnetic discordance from the southern PRB plutons. Meridian PRB plutons of ca. 131 Ma on the Pacific coast up to ca. 91 Ma plutons on the California Gulf coast show paleomagnetic discordances statistically less significative, suggesting that they remain tectonically stables since their emplacement

Palabras clave: Peninsular Range Batholith, pluton, paleomagnetism, anisotropy magnetic susceptibility, structural geology.

Dedicatoria

*A Nico por enseñarme a redescubrir el mundo con amor y a ver la magia en las cosas más simples.
A Fer por crecer a mi lado en este camino.*

Agradecimientos

Agradezco al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE), la División de Ciencias de la Tierra y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la oportunidad de realizar mis estudios de doctorado. Este trabajo de investigación fue posible gracias al financiamiento de los proyectos 153086 (Ciencia básica CONACyT), 644129 (CICESE) otorgados al Dr. Luis Alberto Delgado Argote y al proyecto PROFAPI 2015/282 (Universidad Autónoma de Sinaloa) otorgado a la Dra. Xóchitl G. Torres Carrillo.

Agradezco a mis codirectores de tesis el Dr. Luis A. Delgado Argote y el Dr. Harald Norbert Böhnel por su mentoría y asesoramiento durante el desarrollo de este proyecto. Agradezco a mis sinodales la Dra. Xóchitl Guadalupe Torres Carrillo, Dr. Carlos Manuel González León, Dr. Bodo Weber y Dr. Marco Antonio Pérez Flores por sus observaciones que me ayudaron a madurar mis ideas para mejorar este proyecto.

Agradezco especialmente a la Dra. Xóchitl Torres, quien a lo largo de estos casi 11 años de conocernos ha estado pendiente de mi desarrollo académico y profesional. Muchas gracias por el tiempo, paciencia, por tu inestimable labor como guía y soporte cuando más difícil parecía el camino, por ser esa iluminación en medio del túnel y por recordarme que siempre se llega al final y que vale la pena.

Es imposible dejar de lado al súper equipo plutónico: Luis Delgado, Xóchitl Torres, Manuel Contreras, Adhara Ávila y Baltazar Lozano. Gracias por las experiencias en campo, por las pláticas que retroalimentaban nuestras investigaciones y por las que no tenían nada que ver con la geología pero disfrutamos mucho. Agradezco al personal técnico de la División de Ciencias de la Tierra: Gabriel Rendón, Luis Gradilla y Víctor Pérez, así como al personal administrativo y a la planta académica de la división. Agradezco también el valioso apoyo del técnico Héctor Enrique Ibarra Ortega del laboratorio de Paleomagnetismo en el Centro de Geociencias de la UNAM Campus Juriquilla.

Durante el desarrollo de este trabajo hubo personas involucradas que nada tenían que ver con el proyecto, pero que dieron buena parte de su tiempo para apoyarme cuando tuve problemas con ciertos softwares: José Luis Barillas, Jaziel Froylan Cambron y de pronto Sergio Alvarado Soto. No quisiera dejar de lado a Donají García que fue mi asesora de Leapfrog durante un buen tiempo. A todos, mil gracias por su tiempo, paciencia y dedicación, la calidad del análisis espacial, estructural y mapeo no hubiera sido la misma sin su valiosa ayuda.

Gracias a mi esposo Fer Mancillas, a quien sin querer le tocó vivir conmigo toda esta travesía desde el inicio. Aunque ha sido duro el camino aquí seguimos librando obstáculos y deconstruyéndonos con mucha determinación, gracias por no soltar mi mano. Gracias a mi niño Nicolás, pues su sola existencia es un respiro y motivación suficiente para concluir este capítulo y seguir luchando por más.

Gracias de todo corazón a mi hermana Claudia, mi cuñado Mario, a mi mamá, papá quienes a pesar de la distancia siempre han estado presentes transmitiendo apoyo, amor y contención durante todo este tiempo. Gracias a mi familia ensenadense Rosa María Mancillas, Iván Mancillas, Lisa Durazo y especialmente a Estela Mayoral quien ha estado en todo momento en todas las formas que le ha sido posible. Gracias por cuidar a Nico y por todo el cariño.

Por último quiero agradecer a Fernanda Flores Pedroza, Liz Pedroza y la señora Betty Ramos, pues en la última etapa de este proyecto me dieron la oportunidad de pertenecer a la familia Garabatos, brindándome su apoyo y las facilidades necesarias para poder concluir este camino.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	x
Lista de tablas	xviii
Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Marco geológico y tectónico del oeste del continente Americano.....	1
1.1.1 Distribución de secuencias encajonantes del Cinturón Batolítico Peninsular	3
1.1.2 Cinturón Batolítico Peninsular y acreción con el margen pasivo de Norteamérica.....	5
1.1.3 Estudios paleomagnéticos en el Cinturón Batolítico Peninsular.....	8
1.1.1 Justificación	9
1.2 Hipótesis.....	12
1.3 Objetivo general.....	12
1.4.1 Objetivos particulares	12
Capítulo 2 Metodología	14
2.1 Trabajo de campo y cartografía	14
2.2 Análisis estructural.....	14
2.3 Análisis petrográfico.....	15
2.4 Geoquímica de roca total.....	15
2.5 Geocronología	16
2.6 Microscopía electrónica de barrido	17
2.6.1 Identificación de minerales magnéticos y análisis textural	18
2.7 Paleomagnetismo.....	19

	viii
2.7.1 Desmagnetización por campos alternos (AF).....	20
2.7.2 Desmagnetización térmica.....	21
2.7.3 Procesamiento de datos magnéticos.....	22
2.8 Anisotropía de susceptibilidad magnética.....	22
2.8.1 Parámetros de AMS.....	23
2.9 Curvas de Curie o curvas termomagnéticas.....	26
2.10 Proporción Koenigsberger.....	26
Capítulo 3. Rocas pre-batolíticas. Magmatismo y deformación segmentos de arco de islas del Jurásico Medio a Cretácico Temprano (166-130 Ma).....	28
3.1 Rocas metamórficas no diferenciadas del cinturón oriental.....	28
3.2 Secuencia de arco de islas del cinturón occidental.....	29
3.3 Región Agua de Higuera-San Ignacito.....	30
3.3.1 Resultados del análisis petrológico de la secuencia de arco de islas en la región Agua de Higuera-San Ignacito.....	31
3.3.2 Resultados del análisis petrológico y geocronológico del batolito San Julián.....	34
3.3.2.1 Resultados geoquímicos de roca total del batolito San Julián.....	40
3.3.2.2 Tierras raras (REE).....	43
3.3.3 Análisis estructural de la secuencia pre-batolítica de la región Agua de Higuera-San Ignacito.....	49
3.3.4 Análisis estructural de la secuencia de arco de islas de la sierra El Arco.....	52
Capítulo 4. Magmatismo del Cretácico en el sur del Cinturón Batolítico Peninsular (115-91 Ma) ...	54
4.1 Los plutones de mediados del Cretácico del extremo sur del CBP.....	55
4.1.1 Plutones de la zona occidental y oriental del sur del CBP.....	56
4.2 Características petrológicas, estructurales y edad de los plutones Calmallí, Piedra Blanca y El Barril.....	58
4.2.1. Resultados del plutón Calmallí.....	58
4.2.2 Resultados del plutón Piedra Blanca.....	60
4.2.3 Resultados del plutón El Barril.....	63

Capítulo 5. Análisis magnético y paleomagnético del sur del CBP	66
5.1 Análisis de óxidos de Fe-Ti y susceptibilidad magnética	68
5.1.1 Zona norte	68
5.1.2 Zona Sur.....	72
5.2 Proporción Koenigsberger (Qn)	73
5.3 Curvas termomagnéticas.....	75
5.4 Anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS)	79
5.4.1 Zona norte	79
5.4.2 Zona sur.....	84
5.5 Resultados paleomagnéticos.....	87
5.5.1 Batolito San Julián	87
5.5.2 Plutón Calmallí	89
5.5.3 Plutón Piedra Blanca	90
5.5.4 Plutón El Barril.....	92
Capítulo 6. Discusión	94
6.1 Petrología y geoquímica de los plutones del Cretácico Inferior-Cretácico Superior del CBP (latitud 29° N).....	94
6.2 Relaciones estructurales entre unidades pre-batolíticas.....	101
6.3 Implicaciones tectónicas: Deformación, cierre de cuencas y acreción durante el Cretácico Temprano	105
6.4 Emplazamiento de plutones posterior al cierre de cuencas: 116-90 Ma.	106
6.5 Magnetismo y paleomagnetismo de los plutones cretácicos.	108
6.6 Evolución magmática y tectónica Jurásico-Cretácico Tardío del sur del CBP	113
Capítulo 7 Conclusiones	117
Literatura citada	119
Anexos	132

Lista de figuras

Figura	Página
1	<p>a) Mapa de la configuración del oeste de Norteamérica con el resumen de los principales terrenos tectonoestratigráficos según: Centeno-García (2017) y Anderson et al. (2005). La península de Baja California está restaurada a su posición pre-Golfo (Poole et al., 2005). En el mapa del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) las provincias tectonoestratigráficas orientales son con base en Schmidt et al. (2014) y las occidentales con base en Contreras-López et al. (2021b). La ubicación y las edades U-Pb en zircón de rocas intrusivas del Cretácico, metaintrusivos, metavolcánicos y ortogneises del Jurásico, así como edades máximas de depósito en rocas metasedimentarias son de Alsleben et al. (2012, 2014), Busby et al. (2006), Contreras-López et al. (2018, 2021a, 2021b), Delgado-Argote et al. (2007), Gastil et al. (2014), Griffith y Hoobs (1993), Herzig y Kimbrough (2014), Johnson et al. (1999, 2003), Kimbrough et al. (2014), Kimbrough y Moore (2003), Kistler et al. (2014), Premo y Morton (2014), Schmidt y Paterson (2002), Shaw et al. (2003, 2014), Torres-Carrillo et al. (2016, 2022), Valencia et al. (2006) y Wetmore et al. (2014); b) línea cronológica de la actividad magmática en distintos segmentos del CBP indicando los periodos establecidos para secuencias litológicas reconocidas como pre batolíticas y batolíticas tomado de (Peña-Alonso (2012) y Torres-Carrillo et al. (2020); c) Mapa de potencial magnético (pseudogravimetría) de la península de Baja California modificado de Langenheim et al. (2014). Abreviaturas:; BSJ-Batolito San Julián; PO-plutón El Potrero; sEA-sierra El Arco; SJ-plutón San José; SPM-plutón San Pedro Mártir.....2</p>
2	<p>a) Mapa de los afloramientos de rocas plutónicas y encajonantes del sur del Cinturón Batolítico Peninsular con datos geocronológicos de las litologías del Mesozoico. La región en gris corresponde a rocas volcánicas y sedimentarias del Cenozoico. Los recuadros azul y magenta indican la ubicación de las secciones de este estudio: rojo-zona norte, batolito San Julián (BSJ); azul-zona sur, Calmallí (CA); El Barril (EB); Piedra Blanca (PB). b) mapa esquemático del CBP desde el sur de California hasta ~ 28° N en la parte central de la península, indicando con el recuadro amarillo la zona meridional del CBP correspondiente al mapa a). Línea magnetita-Ilmenita de Gastil et al. (1990) y división gabro-tonalita de Gastil (1983). Edades: a) Torres-Carrillo et al. (2022); b) Peña-Alonso et al. (2012); c) Peña-Alonso (2012); d) Torres-Carrillo (2016); e) Kimbrough et al. (2015); f) Delgado-Argote (2000); g) Contreras-López et al (2018); h) Contreras-López et al. (2021a); i) Ortega Rivera (2003); j) Contreras-López et al. (2021b); k) Valencia et al. (2006); l) Alsleben et al. (2014); m) Griffith y Hoobs (1993); n) Alsleben et al. (2012). Abreviaturas de plutones del Cretácico: COM-Compostela; EP-El Paraíso; LR-La Rinconada; NR-Nuevo Rosarito; PB-Piedra Blanca; SB-San Borja; SI-San Ignacio; SJ-San Jerónimo; SP-San Pedro; SSPM= Sierra San Pedro Mártir.7</p>
3	<p>a) Señalización sistemática de entre 7 y 8 núcleos por sitio de muestreo en campo para análisis paleomagnéticos; b) corte del núcleo en tres a cuatro especímenes utilizados para los experimentos de desmagnetización, medición de anisotropía de susceptibilidad magnética y demás análisis magnéticos.....20</p>
4	<p>Proyección estereográfica de tipo igual área de las direcciones de anisotropía. Los datos de proyección son estándar cuyo centro corresponde a inclinación $\pm 90^\circ$ y la circunferencia al plano horizontal. Las direcciones principales de susceptibilidad máxima se representan con k1, intermedias k2 y mínimas k3. Cada estereograma representa las agrupaciones y dispersiones ideales de las direcciones de esfuerzos para distinguir la fábrica y obtener la foliación y lineación magnética con base en los criterios de Tarling y Hrouda (1993). Las flechas negras indican cuál es grupo que representa la dirección máxima de susceptibilidad.....24</p>

5. Gráfica de la forma del parámetro (T) vs grado de anisotropía (Pj) de Jélinek (1981). Las formas oblatas tienen valores positivos de T, mientras que las prolatas grafican en el campo de valores negativos. La línea roja discontinua indica la trayectoria de una fábrica que cambia de prolata en la base izquierda a oblata, hacia la parte superior derecha con un aumento ligero y gradual en el grado de anisotropía, que corresponde al grado de esfuerzo al que estuvo sometido el grano analizado.25

6. Mapa geológico de la sección norte en la región La Primavera-San Ignacio. Los números indican la ubicación de las muestras analizadas por geoquímica de roca total (Tabla 2). La fuente de las edades U-Pb en zircón son: a) este estudio; b) Torres-Carrillo et al. (2022). Abreviaturas: BSJ-batolito San Julián; COM-Compostela; SB- San Borja; SI-San Ignacio. La información de La Primavera es de Ávila Ortiz, 2021.....31

7. Afloramientos de rocas metaígneas y metasedimentarias de la región La Primavera-San Ignacio. a) Esquisto de clorita cerca de Agua de Higuera con foliación vertical; b) esquisto con fragmentos de metalavas andesíticas elongados y aboudinadas cerca del cañón El Jarazo; c) secuencia metasedimentaria de arenas finas interestratificada con metalavas afaníticas a lo largo del camino misión San Borja-Agua de Higuera; d) metasamitas de grano fino con horizontes de precipitados de óxidos de Fe (delimitados con la línea discontinua amarilla).33

8. Microfotografías de láminas delgadas de rocas metaígneas y metasedimentarias de la región San Julián-San Ignacio. a) meta-andesita del cañón El Jarazo con plagioclasas sericitizadas y reemplazamiento de hornblenda y biotita por pseudomorfos de clorita y epidota; b) meta-toba con cristal de hornblenda fracturado y alterado parcialmente a microcristales aciculares de actinolita, embebido en una matriz afanítica; c) meta-arenisca de la región La Zacatera-Agua de Higuera con esquistosidad marcada principalmente por porfidoblastos de cuarzos policristalinos, se observan estructuras S-C; d) meta-lava interestratificada con la secuencia de meta-areniscas y limos compuesta por plagioclasa sericitizada y pseudomorfos de mica blanca. . Abreviaturas: Bt: biotita; Cal: calcita; Chl:clorita;; Ep: epidota; Fks: feldespato potásico; Hbl: hornblenda; Pl: plagioclasa; Tr: tremolita; Ttn: titanita; Qtz: cuarzo.....36

9. Diagrama QAP y clasificación plutónica (Le Maitre et al., 2002) de las muestras del complejo plutónico La Primavera. Las líneas grises representan las tendencias de las series de Frost y Frost (2008): c=cálcica; c-a=calci-alkalina; a-c=alkalino-cálcica; a=alkalina. La ubicación de las muestras numeradas se observa en la Figura 6.....37

10. Fotografías representativas de afloramientos y relaciones de campo de las rocas plutónicas de la región La Primavera-San Ignacio. a) afloramiento de tonalita de biotita-hornblenda del plutón San Ignacio, con enclaves microdioríticos; b) tonalita de la zona La Zacatera con evidencias de flujo magmático por foliación bien desarrollada y enclaves microdioríticos elongados y paralelos a la foliación; c) dique diorítico elongado y aboudinado intrusionando tonalitas con foliación bien desarrollada en la porción más deformada de la zona La Zacatera; d) granodiorita de la zona Agua de Higuera con textura milonítica y cizallado; e) afloramiento de granodiorita de biotita de la zona La Zacatera intensamente foliada, de donde obtuvo la muestra 8-V-19 utilizada para análisis geocronológico.....38

11. Microfotografías de láminas delgadas representativas de las rocas plutónicas de la región La Primavera-San Ignacio. a) Tonalita de biotita-hornblenda sin deformación aparente del plutón San Ignacio; b) Diorita de hornblenda de la zona La Zacatera cerca del contacto con las tonalitas no deformadas del plutón San Ignacio; c) granodiorita de biotita con disminución de tamaño de grano y plagioclasa con fractura rellena de cuarzo delimitada por las líneas amarillas discontinuas; d)

- muestra de dique de diorita, los clinopiroxenos se observan con alteración a anfíbol; e) granodiorita de biotita con bandas de cuarzo policristalino y foliación bien definida por las biotitas; f) granodiorita de biotita con microclinas y algunos feldespatos con bordes mirmequíticos. Abreviaturas: Amp: anfíbol; Bt: biotita; Chl:clorita; Cpx: clinopiroxeno; Ep: epidota; Kfs: feldespato potásico; Hbl: hornblenda; Ox: óxido; Pl: plagioclasa; Qtz: cuarzo.....39
12. Diagrama de concordia Wetherill de U-Pb por LA-ICP-MS en zircones del batolito San Julián (muestra 8-V-19). MSWS (mean square of the weighted deviates); n= número de zircones analizados.....40
 13. Análisis de elementos mayores para las muestras del batolito San Julián. Los resultados se comparan con los análisis geoquímicos del plutón Compostela, que es el intrusivo oriental del sur del Cinturón Batolítico Peninsular del Cretácico Tardío más cercano a la región de San Ignacito (Torres-Carrillo et al., 2022). a) Diagrama de álcalis tota vs sílice (Middlemost, 1994). Línea de división entre campos alcalino y subalcalino de Irvine y Baragar (1971); b) Diagrama An-Ab.Or para rocas plutónicas (O'Connor, 1965); c) SiO_2 vs Mg#, donde $\text{Mg\#} = \text{fracción molar } (100 * \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^{\text{T}}))$, donde $\text{FeO}^{\text{T}} = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, ($\text{FeO} = \text{TiO}_2 + 1.5$); d) diagrama de índice de Fe^* contra sílice; e) índice modificado de calcio-álcalis con sílice y f) índice de saturación de aluminio (ASI) vs sílice; diagramas d, e, f fueron tomados de Frost y Frost 2008.42
 14. Diagramas de elementos de tierras raras de las muestras del batolito San Julián, normalizados a condritas (Nakamura 1974) y diagramas multielementos normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Las muestras de la zona San Ignacito se comparan con los plutones Compostela (COM) y San Pedro (SP) (Torres-Carrillo et al. 2022), ya que Compostela es el plutón del Cretácico Tardío más cercano a la región y el comportamiento de tierras raras es similar al de los plutones orientales del sur del Cinturón Batolítico Peninsular. Las muestras de la zona Agua de Higuera se comparan con las rocas del plutón Punta Prieta (PP; Torres-Carrillo et al., 2022).45
 15. Diagrama de discriminación tectónica de granitos (Pearce et al., 1984). Las muestras del batolito San Jerónimo se agrupan en el campo de los granitos de arco volcánico. Abreviaturas: ORG = granitos de dorsal oceánica; Syn-COLG = granitos sincolisionales; VAG = granitos de arco volcánico; WPG = granitos intraplaca.48
 16. a) Mapa estructural del complejo batolítico San Julián). Las edades U-Pb en zircón son de: a) este estudio; b) Torres-Carrillo et al. (2022). Abreviaturas de plutones: BSJ-batolito San Julián; COM-plutón Compostela; LP- plutón La Primavera; SB- plutón San Borja; SI- plutón San Ignacito; Vc-valor de correlación; PVA-promedio de vector de acortamiento. b) perfil geológico mostrando las características estructurales principales de la región a lo largo de la línea A-A'. La escala vertical se encuentra exagerada al doble de la escala horizontal. Los estereogramas muestran las soluciones de los planos de falla. Los estereogramas de contornos de compresión (azul) y tensión (rojo), resumen el comportamiento general de los vectores de acortamiento principales.51
 17. a) Mapa geológico de la sección sur Calmallí-El Barril, se muestran los afloramientos de las rocas del Cretácico Medio: CA: plutón Calmallí; PB: plutón Piedra Blanca y EB: plutón El Barril. Los estereogramas con el plano promedio en color rojo muestran los promedios de foliación magmática de los plutones. Los estereogramas con el plano promedio en color verde muestran la foliación metamórfica de las rocas encajonantes. Referencia de edades U-Pb: a) Kimbrough et al. (2015); b) Contreras-López et al. (2018); Contreras-López et al. (2021a); Contreras-López et al. (2021b); Valencia et al. (2006). Edades Ar-Ar: f) Ortega-Rivera (2003). La ubicación de las muestras de geoquímica se correlaciona con el ID de la Tabla 3; b) Perfil geológico esquemático en donde se observan los principales rasgos estructurales del segmento Calmallí-El Barril a lo largo de la línea A-A'. La escala

- vertical está exagerada al doble que la escala horizontal, los estereogramas muestran los polos y planos promedio de las soluciones de falla en las rocas plutónicas.....53
18. Fotografías de afloramientos representativos y relaciones de campo del área Calmallí-El Barril. a) Afloramiento en la sierra El Arco de calizas de textura esquistosa en contacto con fragmentos de lava andesítica aboudinada; b) horizontes de meta-areniscas interestratificados con caliza al norte de la sierra El Veteado; c) contacto de aspecto molínico entre los plutones Calmallí y Piedra Blanca con lineaciones minerales verticales en *stretching*; d) fallas inversas definiendo el contacto litológico entre los plutones Calmallí y Piedra Blanca; e) afloramiento del plutón El Barril, en la bahía cerca de Alberto Lucero, se observa una estructura de expulsión y mezcla de magma por despresurización, cercana al techo del plutón.54
 19. Diagramas de clasificación modal QAP de Streckeisen (1976) y clasificación plutónica de Le Maitre et al. (2002) en donde se observan: a) 39 muestras del plutón Calmallí tomadas de Gómez-Alvarez et al. (2022), b) 60 del plutón Piedra Blanca y c) 61 muestras del plutón El Barril. Las líneas grises representan las tendencias de las series de Frost y Frost (2008): c=cálcica; c-a=calci-alkalina; a-c=alkalino-cálcica; a=alkalina.....59
 20. Microfotografías representativas de los plutones de la sección Calmallí-El Barril del sur del Cinturón Batolítico Peninsular. a) Diorita del plutón Calmallí con plagioclasas cálcicas tabulares y ortopiroxeno con intercrecimiento de óxidos; b) mineralogía típica de las granodioritas del plutón Piedra Blanca con plagioclasas con alteración selectiva, cristales de biotita, feldespatos potásicos y trazas de muscovita; c) dique granítico con feldespato potásico de bordes mirmequíticos y algunas microclinas; d) granodiorita del plutón El Barril con biotitas fracturadas definiendo foliación menor y se observan cierta disminución de tamaño de grano en cuarzo. Abreviaturas: Bt=biotita; Fks=feldespato potásico; Ms=muscovita; Opx=ortopiroxeno; Ox=óxido; Pl=plagioclasa; Qtz=cuarzo; Ser=sericita.61
 21. Análisis geoquímicos de elementos mayores de los plutones Calmallí, Piedra Blanca y El Barril (Contreras- López et al., 2018; 2021b y este estudio). Los resultados fueron comparados con los análisis geoquímicos de los plutones tipo La Posta de Walawender et al. (1990) (La Posta, El Topo, Laguna Juárez y San Pedro Mártir) indicado por los puntos negros y área de color gris. a) diagrama álcalis total contra sílice (Middlemost, 1994), se observa el rango composicional de los plutones. La línea de división entre los campos alcalino y subalcalino es de Irvine y Baragar (1971); b) en el diagrama de índice de Fe* vs sílice se observa que todas las muestras son magnesianas, excepto una muestra del plutón Piedra Blanca; c) en el diagrama ASI se muestra la naturaleza metaluminosa del plutón Calmallí y la tendencia creciente peraluminosa de las muestras de Piedra Blanca y El Barril, conforme aumenta la cantidad de sílice presente; d) el diagrama MALI muestra que las tendencias principales son cálcica y calci-alkalina. Los diagramas Fe*, ASI y MALI son de Frost y Frost (2008)...64
 22. Localización de los sitios paleomagnéticos del borde oriental del batolito San Julián (este trabajo) y el plutón Compostela (Torres-Carrillo et al., 2016). (a-f) Diagramas ortogonales de desmagnetización de sitios representativos del batolito San Julián. La edad U-Pb del plutón Compostela es de Torres-Carrillo et al. (2022) y la del batolito San Julián de este estudio. Las etiquetas al lado de algunos símbolos de desmagnetización representan la amplitud en mT del campo magnético aplicado. Abreviaturas: NRM es magnetización natural remanente, Mo es desmagnetización inicial. Los sitios con valores atípicos fuera de los rangos permitidos (> 30°) respecto a la media obtenida del paleopolo magnético virtual se señalan con asterisco rojo. Los detalles se muestran en la Tabla 7.66
 23. Localización de los sitios paleomagnéticos en los plutones a) Calmallí (n=15), b) Piedra Blanca (n=9) y El Barril (n=23). Los diagramas ortogonales de desmagnetización representativos de los sitios de

- Calmallí (c-e), Piedra Blanca (f, g) y El Barril (h, i). Las etiquetas al lado de algunos símbolos de desmagnetización representan la amplitud en mT del campo magnético aplicado. Abreviaturas: NRM es magnetización natural remanente, Mo es desmagnetización inicial. Los sitios con valores atípicos fuera de los rangos permitidos ($> 30^\circ$) respecto a la media obtenida del paleopolo magnético virtual se señalan con el asterisco rojo. Los detalles se muestran en la Tabla 7.67
24. Gráfica de barras de las texturas observadas por tipo de roca en cada plutón, basada en la clasificación de Haggerty (1991). Para las fases minerales de titanomagnetita hospedante de utiliza la letra "C" haciendo referencia al arreglo cúbico de las fases dentro de la solución sólida magnetita-ulvoespinela. Para las ilmenitas hospedantes de utiliza el prefijo "R" en relación al arreglo rombohedral de las fases dentro de la solución sólida de la ilmenita-hematita (ver Tabla 1).69
25. Valores de susceptibilidad magnética del batolito San Julián (BSJ) y los plutones San Ignacio (SI), Calmallí (CA), Piedra Blanca (PB) y El Barril (EB). A partir del valor 50 en el eje de susceptibilidad magnética, la escala de valores cambia de 10 en 10.70
26. Imágenes de electrones retrodispersados de óxidos de Fe-Ti de los plutones analizados. Batolito San Julián: a) cristal de titanomagnetita en diorita con listones tipo sándwich de ilmenita por proceso de oxidación deutérica; b) titanomagnetita en tonalita con lamelas de exsolución de ilmenita (textura C2); c) cristal de ilmenita en granodiorita con zonas de enriquecimiento de titanio; Calmallí: d) cristal de ilmenita en un gabro con lamelas de exsolución de hematita (textura R2); e) cristal de magnetita en diorita con lamelas de exsolución de ilmenita (C2); f) titanomagnetita euhedral con lamelas de exsolución de ilmenita y lentes de rutilo en cuarzdiorita; Piedra Blanca: g) cristal de ilmenita primaria con lamelas de exsolución de hematita (R2) en granodiorita; h) cristales de rutilo anhedral dentro de las bandas de oxidación de hematita en una ilmenita hospedante (R5); i) cristal de magnetita subhedral con oxidación interna de ilmenita en un granito; El Barril: j) magnetitas ópticamente homogéneas en granodiorita (C1), consideradas como de dominio múltiple por sus tamaños; k) cristales de magnetita con exsolución de ilmenita en granodiorita (C2); l) cristales de magnetita ópticamente homogéneos en granito. Abreviaturas: Hem=hematita; Ilm=ilmenita; Mag=magnetita; Ti-Mag= titanomagnetita; Rt=rutilo.71
27. Diagrama de razón Koenigsberguer (Qn) del conjunto de especímenes del batolito San Julián (n=79) y los plutones Calmallí (n=66), Piedra Blanca (n=53) y El Barril (n=126).75
28. Análisis representativos de las curvas termomagnéticas obtenidas de los plutones analizados. Las dos curvas del plutón Calmallí, se retomaron de Gómez-Alvarez (2017).....77
29. Mapa de fábrica magnética (foliación y lineación) del batolito San Julián, el plutón San Ignacio y el plutón Compostela. En el batolito San Julián y el plutón San Ignacio se observan los planos de foliación magmática y sus respectivos valores de inclinación con el número rojo adjunto al símbolo correspondiente. En el caso del plutón Compostela solamente se observan los planos de foliación magnética y sus respectivas inclinaciones con el número negro adjunto al símbolo correspondiente.81
30. Diagramas de Jelinek para obtener los parámetros de anisotropía de forma de la fábrica (T) y grado de anisotropía (Pj). a) Zona norte: batolito San Julián y plutón Compostela; b) zona sur: plutones Calmallí, Piedra Blanca y El Barril. Los ID de cada espécimen corresponden al listado de la Tabla 6. 84

31. Mapa de fábrica magnética de la zona sur (foliación y lineación magnética), con sus respectivos estereogramas que indican el plano de foliación promedio, se observan los buzamientos indicados con los números negros correspondiente a cada símbolo de foliación y lineación magnética. a) Plutones Calmallí y Piedra Blanca; b) plutón El Barril. Los ID se correlacionan con la Tabla 6.85
32. Proyección estereográfica de igual área de las medias de cada sitio con sus respectivos intervalos de confianza para las muestras de: a) batolito San Julián, b) plutón Calmallí, c) plutones Piedra Blanca y El Barril. La media total se observa con las estrellas rodeadas por los círculos rojos abiertos que representan su intervalo de confianza α_{95} . Los pentágonos azul y verde representan las direcciones de referencia esperadas (dependiendo el autor que se escoja) para cada conjunto con base en su edad: a) 140 Ma, b) 100 Ma y c) 90 Ma.91
33. Mapa aeromagnético del sur del Cinturón Batolítico Peninsular modificado de Ávila- Ortiz et al. (2022). Se observa que las anomalías magnéticas de valores positivos se localizan principalmente en regiones donde se ha identificado magmatismo del Cretácico Temprano (batolito San Julián: BSJ y Punta Prieta: PP).95
34. a) Diagrama de La vs Yb de los plutones de los segmentos norte, centro y sur del Cinturón Batolítico Peninsular, b) Gd/Yb y c) Sr/Y vs Y de los plutones del oeste y este de la porción meridional del CBP. Los tres diagramas son modificados de Torres-Carrillo et al. (2022). Se graficaron los datos del arco de Tonga del Cuaternario para comparación con un arco moderno (Chapman et al. 2020). Las líneas del diagrama a) que definen los espesores corticales se calcularon a partir de las relaciones empíricas establecidas por Profeta et al. (2015) de la relación La/Yb. Fuente de datos y abreviaturas: Norte: Morton et al. (2014): zona oeste (WZ), zona oeste transicional (WZT), zona este (EZ), zona este transicional (EZT) y zona continental (ZC). Centro: Wetmore et al. (2014): San Vicente (SV), La Zarza (ZAR), El Potrero (PO), San José (SJ); Morris et al. (2019): San Fernando (SF); Gastil et al. (2014): San Pedro Mártir (SPM). Sur: Torres- Carrillo et al. (2022): Punta Prieta (PP), San Jerónimo-La Rinconada (SJ-LR), Nuevo Rosarito (NR), San Pedro (SP), Compostela (COM); Contreras-López et al. (2018): Calmallí (CAL); Contreras-López et al. (2021b): Piedra Blanca (PB), El Barril (EB); Torres-Carrillo et al. (2020): isla de Cedros-Vizcaíno (VI-IC); Weber y Martínez (2021) y Contreras-López et al. (2021a): El Arco (EA); este estudio batolito San Julián dividido en: zona Agua de Higuera (AH), zona La Zacatera (ZAC) y el plutón San Ignacio (SI), n=número de muestras.....98
35. a) Promedio de la relación Sr/Y contra edad y b) diagrama retomado de Torres-Carrillo et al. (2022) del promedio de la relación La/Yb normalizada a condrita contra edad. Ambos diagramas muestran rocas con contenidos de SiO₂ mayor a 55% de las rocas plutónicas del Cretácico Temprano y Tardío que afloran en el norte, centro y sur del Cinturón Batolítico Peninsular, utilizando la relación empírica propuesta por Profeta et al. (2015). Los datos geocronológicos y geoquímicos provienen de: Norte: Morton et al. (2014): zona oeste (WZ), zona oeste transicional (WZT), zona este (EZ), zona este transicional (EZT) y zona continental (ZC). Centro: Wetmore et al. (2014): Encinosa (EN) San Vicente (SV), La Zarza (ZAR), El Potrero (PO), San José (SJ); Morris et al (2019): San Fernando (SF); Gastil et al. (2014): San Pedro Mártir (SPM). Sur: Torres- Carrillo et al. (2022): Punta Prieta (PP), San Jerónimo (SJE), Nuevo Rosarito (NR), San Pedro (SP), Compostela (COM); Contreras-López et al. (2018): Calmallí (CAL); Contreras-López et al. (2021b): Piedra Blanca (PB), El Barril (EB); este estudio batolito San Julián dividido en: zona Agua de Higuera (AH), zona La Zacatera (ZAC) y el plutón San Ignacio (SI), n=número de muestras.....100
36. A) Mapa litológico de las unidades batolíticas y prebatolíticas del área de estudio indicando, como referencia, la línea magnetita-ilmenita de Gastil et al. (1990). Las flechas en rojo representan las direcciones resultantes de compresión de los vectores principales de acortamiento definidos por

- análisis cinemático regional de fallas que se muestra en los diagramas en D. B) Resumen de la cinemática observada en las secuencias de arco de islas del Jurásico, que afloran desde la región de Calamajué hasta la sierra El Arco, a partir de las foliaciones metamórficas. C) Los estereogramas de contornos de compresión (azul) y tensión (rojo) del análisis regional de fallas indicando la dirección del vector principal de acortamiento (VPA); 1) BSJ: región batolito San Julián, 2) NR: región Nuevo Rosarito. D) cinemática de los intrusivos pre-batolíticos milonitizados de la región de Nuevo Rosarito y del batolito San Julián (BSJ). Los datos del BSJ se obtuvieron a partir del análisis anisotropía de susceptibilidad magnética, el resto de los datos es información estructural recabada en campo por diferentes autores y en este estudio. La ubicación de los conjuntos se observa en el mapa superior derecho. En los estereogramas se muestra el plano promedio de foliación, los polos se muestran con los puntos negros y los puntos azules representan las lineaciones minerales. En los diagramas de pétalos se muestran las tendencias principales de las lineaciones, identificándose dos principales: L en dirección NW/SE y L' en dirección NE/SW. Abreviaturas de plutones del Cretácico: CA-Calmallí; COM-Compostela; EB-El Barril; LR-La Rinconada; NR-Nuevo Rosarito; PB-Piedra Blanca; SB-San Borja; SI-San Ignacio; SJ-San Jerónimo; SP-San Pedro.103
37. a) diagrama de sobre-presión del magma, como resultado de fuerzas de flotabilidad, y sobre-presión tectónica modificado de Saint Blanquat et al. (1998). Ambos factores producen transporte y ascenso del magma en zonas de ambientes transpresivos. Las flechas horizontales indican que fuerzas de transpresión inducida disminuyen hacia la superficie. b) geometría tridimensional de arco magmáticos con movimiento oblicuo de la litósfera oceánica. El acoplamiento mecánico entre las litologías de la corteza superior con el manto superior, se facilita por la distribución de cizallamiento en la corteza inferior. En el diagrama de facies metamórficas el rectángulo rojo sólido es correspondiente con el rectángulo rojo abierto del esquema a), mostrando los campos de presión y temperatura aproximada en los que se encontraba el batolito San Julián durante el emplazamiento sintectónico.....105
38. a) Resumen de datos paleomagnéticos del Cinturón Batolítico Peninsular; b) proyección polar azimutal de polos paleomagnéticos de los plutones del Cretácico, se observa la curva del desplazamiento polar aparente de los últimos 250 Ma (Torsvik et al., 2012). La fuente de datos de provincias tectonoestratigráficas se encuentra en la Figura 1. Las flechas indican la declinación observada y la línea discontinua representa la declinación esperada. Las referencias y polos se resumen en la Tabla 8. Los plutones son: 1: San Telmo, 2: San Marcos, 3: San José, 4: El Potrero, 5: San Pedro Mártir, 6: Punta Prieta, 7: batolito San Julián, 8: Compostela, 9: Nuevo Rosarito, 10: San Jerónimo, 11: La Rinconada, 12: Calmallí, 13: Piedra Blanca-El Barril.110
39. Propuesta de modelo tectónico y reconstrucción paleogeográfica hipotética para el sur del Cinturón Batolítico Peninsular desde el Jurásico Medio al Cretácico Tardío. a) el modelo tectónico del Jurásico Medio-Cretácico Temprano muestra la existencia de un arco oceánico, en donde se observan las facies metamórficas (del tipo barroviano) que suelen formarse en un arco maduro. En este tiempo la sedimentación ocurrió en cuencas ante-arco, intra-arco y en la cuenca marginal que recibía detritos del arco y el continente. b) En el modelo paleogeográfico del Jurásico Medio se considera que los segmentos de arco norte (s-PA: Santiago Peak) y centro (a-A: arco Alisitos) de los terrenos Mesozoicos se encontraban más cercanos al margen continental en comparación con el segmento de arco sur (s-NR: Nuevo Rosarito-El Arco) que se encontraba separada por una cuenca marginal. Dicha porción sur, que se encuentra enmarcada por el rectángulo rojo, muestra una distribución del arco y cuencas intra-arco basada en la geomorfología del arco moderno de las Aleutianas. c) Hace más de 137 Ma un evento de deformación compresiva, probablemente relacionado con la convergencia oblicua de la placa en subducción, afectó las secuencias volcánicas, plutónicas y sedimentarias del arco de islas, produciendo el cierre de las cuencas intra-arco y la formación de fábricas de deformación y

- plegamiento de las capas involucradas. La actividad magmática del Cretácico Temprano tipo “*flare up*” se vio favorecida por procesos de flotabilidad del magma a lo largo de los planos de debilidad en las secuencias deformadas y por presión inducida por deformación tectónica, ocasionando exhumación contemporánea. La corteza del arco aumentó de grosor por amalgamiento tectónico y magmático. d) La acreción tectónica probablemente inhibió la actividad magmática durante un periodo de 130 a 116 Ma en el sur del CBP...114
40. a) Para el Cretácico Tardío (116 Ma), la actividad magmática migró paulatinamente hacia el oriente y se desarrolló sobre la corteza de arco recién acrecionada (rocas metaígneas y metasedimentarias). Los magmas evolucionaron a composiciones más félsicas y por flotabilidad magmática atravesaron una corteza engrosada, particularmente hacia el oriente del arco, dando paso a actividad volcánica caldérica; b) el último episodio de actividad magmática voluminosa está mejor representada en el extremo oriental del CBP, en los plutones Piedra Blanca y El Barril.....115

Lista de tablas

Tabla	Página
1. Clasificación textural de los óxidos de Fe-Ti (Haggerty, 1991).....	19
2. Geoquímica de roca total de los plutones orientales del batolito San Julián y el plutón San Ignacio. Abreviaturas: AH = zona Agua de Higuera; Bt = biotita, Dio = diorita, Hbl = hornblenda, Grd = granodiorita, Gr=Granito, SI = zona San Ignacio, Ton = tonalita y ZAC = zona La Zacatera.....	46
3. Geoquímica de roca total de los plutones Calmallí (CA), Piedra Blanca (PB) y El Barril (EB). Las muestras con asterisco (*) fueron tomadas de Contreras-López et al (2018; 2021b). Abreviaturas: Bt: Biotita; Dio: diorita; Hbl: hornblenda; Gb: gabro; Grd: granodiorita; Gr: Granito; Opx: ortopiroxeno; Px: piroxeno; Qtzd: cuarzodiorita y Ton: tonalita	62
4. Análisis estadístico de texturas observadas de acuerdo al tipo de roca (modificado de Haggerty, 1991). Abreviaturas: BSJ = batolito San Julián; CA = plutón Calmallí; EB = plutón El Barril; PB = plutón Piedra Blanca; SI = plutón San Ignacio	69
5. Resultados de análisis de curvas termomagnéticas. Los sitios con asterisco (*) se retomaron de Gómez-Alvarez (2017). Abreviaturas: T1 y T2= temperatura 1 y 2 de descenso de la curva, respectivamente; DM= diferencia de magnetización y Js= saturación magnética	76
6. Resultados de anisotropía de susceptibilidad magnética del batolito San Julián (BSJ); plutón San Ignacio (SI), plutón Compostela (COM), plutón Calmallí (CA), plutón Piedra Blanca (PB) y plutón El Barril (EB). La ubicación de los sitios medidos y las orientaciones se observan en la Figura 28 para BSJ y COM y en la Figura 30 para CA, PB y EB. Abreviaturas: Dec=declinación; Inc=inclinación; kmax=dirección máxima; kint=dirección intermedia; kmin=dirección mínima; n=número de datos; Pj= grado de anisotropía; T=parámetro de forma de la anisotropía.	82
7. Resultados de medias obtenidas por sitio paleomagnético para el complejo plutónico La Primavera y los plutones Calmallí (Gómez-Alvarez et al., 2022), Piedra Blanca y El Barril. Los paleopolos relativos a los polos estables de referencia para Norte América son de 140 Ma para La Primavera, 100 Ma para Calmallí y 90 Ma para Piedra Blanca y El Barril (Besse y Courtillot, 2003; Torsvik et al., 2012). Las discordancias obtenidas para todos los plutones analizados se encuentran dentro del 95% de límite de error (Demarest, 1983). Los parámetros estadísticos están definidos como sigue: declinación media del sitio (Dec) e inclinación (Inc); límite de confianza (α_{95} ; Fisher 1953); número de muestras (n); parámetro de precisión (k); coordenadas correspondientes al Paleopolo Geomagnético Virtual (VGP) en latitud (Lat) y longitud (Long). Los sitios con * no fueron considerados para la media obtenida del polo debido a sus valores atípicos con diferencias mayores a 30° relativo a las tendencias medias de la mayor parte de los sitios. Abreviaturas: MNR=magnetismo natural remanente; S.M= susceptibilidad magnética en laboratorio.....	88
8. Polos paleomagnéticos de los plutones Cretácicos del Cinturón Batolítico Peninsular.	112
9. Síntesis petrográfica de los plutones Piedra Blanca, El Barril y el batolito San Julián. Abreviaturas: Pl=plagioclasa; Bt=biotita; Hbl=hornblenda; Qtz=cuarzo; Fk=feldespato potásico; Ox=óxido; Opx ortopiroxeno; Cpx=clinopiroxeno; Acc=accesorio	132

10	Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS de granodiorita de biotita del batolito San Julián. Muestra 8-V-19	136
11	Síntesis de análisis químicos puntuales de óxidos con el microscopio electrónico de barrido del batolito San Julián y los plutones Piedra Blanca y El Barril. Todos los análisis están normalizados..	137
12	Resultados de proporción Koenigsberguer	148
13	Desmagnetización por los métodos campos alternos (C. alternos) y térmico de cada espécimen medido. Abreviaturas: N=Número de pasos; MAD=desviación máxima angular (por sus siglas en inglés)	150

Capítulo 1. Introducción

1.1 Marco geológico y tectónico del oeste del continente Americano

Los basamentos de los terrenos tectonoestratigráficos más antiguos identificados en la actual configuración del oeste de Norteamérica registran edades desde el Paleoproterozoico hasta el Paleozoico. Los distintos terrenos tectonoestratigráficos que conforman el noroeste de México se agrupan, según su afinidad paleogeográfica, con tres de los basamentos más antiguos: Laurencia del Paleoproterozoico, peri-Gondwana de Mesoproterozoico tardío o Paleozoico y el margen del Pacífico mexicano del Paleozoico tardío-Mesozoico (Figura 1a; Centeno-García, 2017). A finales del Paleozoico, las porciones peri-Gondwánicas se acrecionaron al sur de Laurencia, originando la zona de sutura Ouachita-Marathon-Sonora (Anderson et al., 2005).

En algunas partes del arco continental del oeste de Norteamérica se registra actividad magmática desde el Paleozoico temprano. Se caracteriza por ser un sistema de subducción de larga duración que pudo iniciar durante el Devónico Medio-Tardío (Kirsch et al., 2016). Del análisis de imágenes de tomografía sísmica se han observado relictos de una placa por debajo de Norteamérica y la existencia de una placa oceánica mayor hacia el noreste de la placa Pacífico, desde al menos 180 Ma, la cual corresponde a la placa Farallón. Normalmente se asume que esta placa ocupaba el este de la cuenca Panthalassa, subduciendo el margen oeste de Norteamérica, la convergencia entre las placas Farallón y Norteamérica se asocia al acercamiento y acreción de varios segmentos de arco continental y arco de islas del Triásico al Cretácico, hacia el margen del antiguo continente de Norteamérica a partir del Jurásico Tardío (Sigloch y Mihalynuk, 2013). Dichos segmentos incluyen regiones como Columbia Británica, Canadá (Ducea y Barton, 2007), Sierra Nevada, California (Paterson et al., 2014) y el Cinturón Batolítico Peninsular que aflora desde el sur de California hasta el sur de Baja California (Figura 1a; Gastil et al., 1990; Schmidt et al., 2014).

Las secuencias sedimentarias del margen pasivo del oeste de Norteamérica son de edad Ordovícico a Pérmico y están bien expuestas en el este del norte de la península de Baja California (Griffith y Hoobs, 1993) (Figura 1a). Dichas secuencias son sedimentos de talud y cuenca y de miogeoclinal que están metamorfozados en facies de esquistos verdes a anfibolitas (Schmidt et al., 2014).

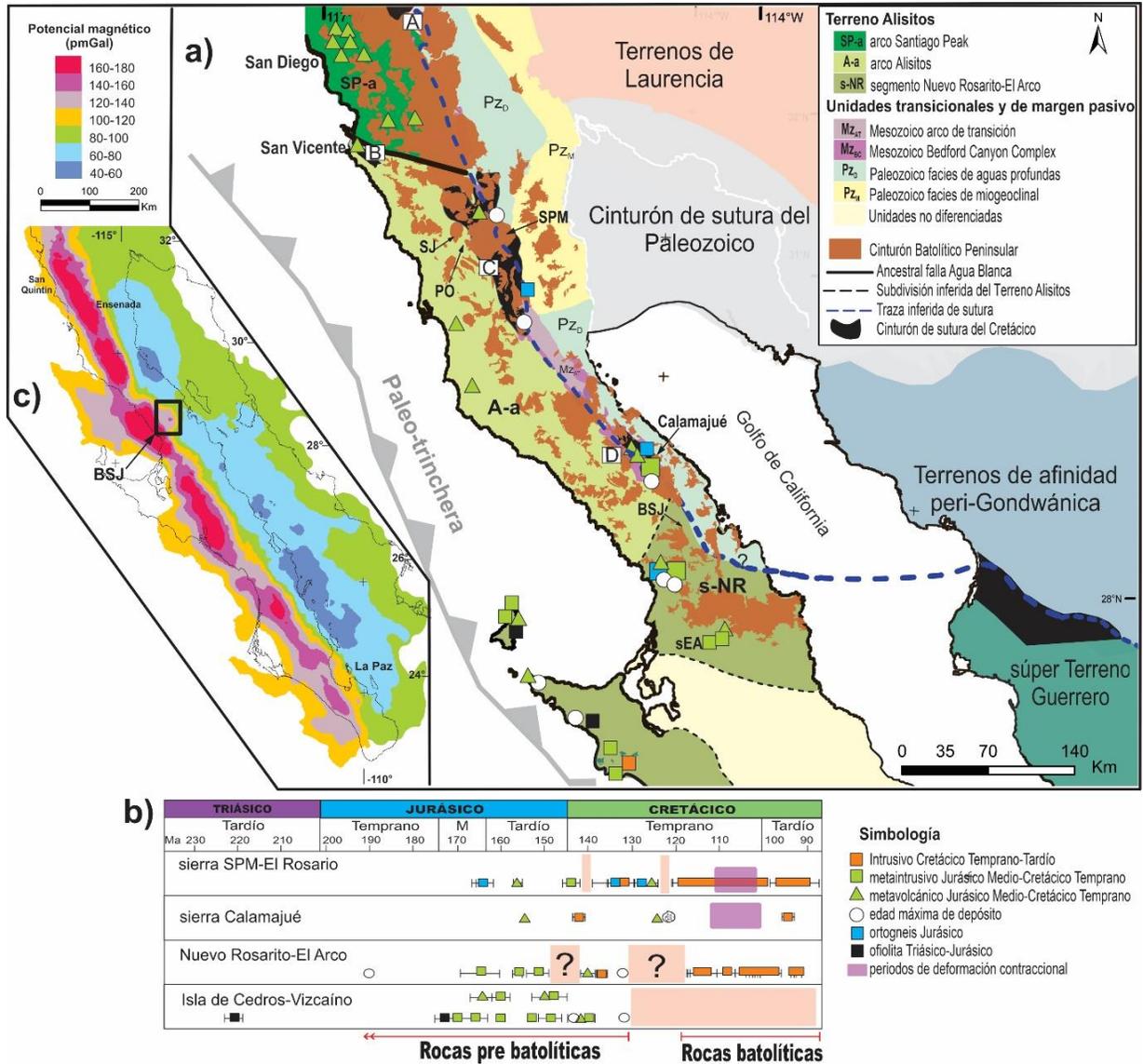


Figura 1 a) Mapa de la configuración del oeste de Norteamérica con el resumen de los principales terrenos tectonoestratigráficos según: Centeno-García (2017) y Anderson et al. (2005). La península de Baja California está restaurada a su posición pre-Golfo (Poole et al., 2005). En el mapa del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) las provincias tectonoestratigráficas orientales son con base en Schmidt et al. (2014) y las occidentales con base en Contreras-López et al. (2021b). La ubicación y las edades U-Pb en zircón de rocas intrusivas del Cretácico, metaintrusivos, metavolcánicos y ortogneises del Jurásico, así como edades máximas de depósito en rocas metasedimentarias son de Alsleben et al. (2012, 2014), Busby et al. (2006), Contreras-López et al. (2018, 2021a, 2021b), Delgado-Argote et al. (2007), Gastil et al. (2014), Griffith y Hoobs (1993), Herzig y Kimbrough (2014), Johnson et al. (1999, 2003), Kimbrough et al. (2014), Kimbrough y Moore (2003), Kistler et al. (2014), Premo y Morton (2014), Schmidt y Paterson (2002), Shaw et al. (2003, 2014), Torres-Carrillo et al. (2016, 2022), Valencia et al. (2006) y Wetmore et al. (2014); b) línea cronológica de la actividad magmática en distintos segmentos del CBP indicando los periodos establecidos para secuencias litológicas reconocidas como pre batolíticas y batolíticas tomado de (Peña-Alonso (2012) y Torres-Carrillo et al. (2020); c) Mapa de potencial magnético (pseudogravimetría) de la península de Baja California modificado de Langenheim et al. (2014). Abreviaturas:; BSJ-Batolito San Julián; PO-plutón El Potrero; sEA-sierra El Arco; SJ-plutón San José; SPM-plutón San Pedro Mártir.

En los plutones que intrusionan los metasedimentos de edad Paleozoica se han encontrado zircons heredados de 1100 – 1300 Ma similares a las rocas del bloque Caborca en el norte continental de México, cuyo basamento es Paleoproterozoico a Pérmico y es proveniente del suroeste de Laurentia (Gastil y Mlller, 1993; Ortega-Gutierrez et al., 2018). Hacia el suroeste del margen continental de Norteamérica, durante el Triásico-Jurásico se depositaron secuencias de abanicos submarinos del Complejo Bedford Canyon (Gastil et al., 1990), que se combinaron dentro de un ambiente de prisma de acreción (Schmidt et al., 2014). El Complejo Bedford Canyon consiste en litarenitas, arcosas y pizarras con cantidades menores de calizas, tobas conglomeráticas locales y lodolitas de la Formación Bedford Canyon, areniscas inmaduras, pizarras con cantidades menores de conglomerado y olistostromas de la Formación French Valley, así como areniscas y arcillas con cantidades menores de carbonatos del Esquisto Julián (Germinario, 1993). Los afloramientos del Complejo se han reconocido en el sur de California y se han correlacionado con la región de Calamajué en Baja California (Figura 1a) (Alsleben et al., 2014; Schmidt et al., 2014). Hacia el sur del Calamajué, no se han realizado estudios que permitan la identificación de dichas unidades.

1.1.1 Distribución de secuencias encajonantes del Cinturón Batolítico Peninsular

Los terrenos tectonoestratigráficos mesozoicos que conforman el occidente de México son Alisitos y Vizcaíno en la península de Baja California (de aquí en adelante península) y el Superterreno Guerrero en el centro y suroeste de México (Centeno-García, 2017). Contreras-López et al. (2021b) han sugerido recientemente que el terreno Vizcaíno podría ser parte del terreno Alisitos considerando el registro de actividad magmática continuo desde el Jurásico Medio al Cretácico Tardío desde la región de isla de Cedros-Vizcaíno hasta la sierra El Arco (Figura 1b).

El terreno Alisitos se puede dividir latitudinalmente en al menos tres segmentos de arco basados en el ambiente tectónico de formación, edad y estilo de deformación (Figura 1a). De norte a sur dichos segmentos comprenden el arco Santiago Peak, el arco Alisitos y el segmento Nuevo Rosarito-El Arco (Contreras-López et al., 2021a). Las edades de estos segmentos varían desde el Jurásico Medio-Tardío hasta finales del Cretácico Inferior, siendo el sector más antiguo el del sur (Contreras-López et al. 2021a; Torres-Carrillo et al., 2020).

El arco Santiago Peak del Cretácico Temprano se considera un arco continental marginal que tectónicamente se encuentra en contacto con los depósitos de abanicos submarinos del Complejo Bedford Canyon en la zona de San Vicente, a lo largo de la ancestral falla Agua Blanca (Wetmore et al., 2014). Las

unidades volcánicas de Santiago Peak, con un rango de edades de 128 a 110 Ma (U-Pb en zircón; Callihan et al., 2007) incluyen flujos de lava andesítica a riolítica y de basalto en menor proporción, así como brechas y tobas. Las rocas plutónicas en el mismo arco tienen edades que van desde 128 a 105 Ma (U-Pb en zircón; Herzig y Kimbrough, 2014). La unidad volcánica y volcanosedimentaria de la Formación Santiago Peak, se encuentra expuesta desde Riverside, California hasta la ancestral Falla Agua Blanca en San Vicente, Baja California (Figura 1a).

Hacia el sur de la ancestral Falla Agua Blanca aflora el arco Alisitos hasta la zona de Santo Dominguito (Contreras-López et al., 2021a; Peña-Alonso et al., 2012; Torres-Carrillo et al., 2016). En dicha región, las rocas volcánicas del arco Alisitos tienen edades dentro de un rango de 128 a 110 Ma (U-Pb en zircón; Johnson et al., 2003; Schmidt et al., 2014; Herzig y Kimbrough, 2014), son principalmente basaltos a andesitas con dacitas y riolitas en menor cantidad y depósitos volcanoclásticos. Las rocas plutónicas asociadas tienen edades de 130 a 105 Ma (U-Pb en zircón; Herzig y Kimbrough, 2014; Shaw et al., 2014; Torres-Carrillo et al., 2022; Wetmore et al., 2014) sin evidencia de componentes corticales heredadas del Precámbrico, sugiriendo un origen de arco de islas oceánico (Alsleben et al., 2012a; Wetmore et al., 2003). Se ha reportado contenido fósil del Aptiano-Albiano en calizas arrecifales interestratificadas con rocas volcánicas (Gastil, 1975).

El segmento Nuevo Rosarito-El Arco, aflora entre las localidades del batolito San Julián y El Arco (Figura 1a). Se identifica como una secuencia de rocas volcanoclásticas interestratificadas con areniscas finas, limos y algunos horizontes calcáreos metamorfizadas en facies de esquistos verdes a anfibolita en regiones entre El Arco en el sur (Contreras-López et al., 2021b), Nuevo Rosarito en el oeste (Peña-Alonso et al., 2015) y La Primavera-Agua de Higuera en el norte (Ávila Ortiz, 2021; Lozano Hernández, 2021). El conjunto volcanosedimentario está intrusionado por granitoides del Jurásico en la región de Nuevo Rosarito (Figura 2a; ca. 152 U-Pb; Peña-Alonso et al., 2012) y en la sierra El Arco (ca. 156 Ma y 165 Ma U-Pb en zircón, según Contreras-López et al., 2021a y Valencia et al., 2006, respectivamente). La secuencia de arco del segmento Nuevo Rosarito se caracteriza por su deformación penetrativa cuya foliación se orienta en dirección NW-SE con buzamiento hacia el este principalmente y por estar intrusionada por plutones no deformados y contemporáneos a la actividad magmática del arco Alisitos. Tales plutones han sido fechados entre ca. 132 y ca. 100 Ma (Figura 2a) por lo que se ha sugerido que la vida del arco Alisitos debe ser más antigua que 130 Ma (Alsleben et al., 2014; Contreras-López et al., 2021a; 2021b; Torres-Carrillo et al., 2022).

Las litologías del Jurásico Medio afloran desde la región más occidental, en la península de Vizcaíno e isla de Cedros (Figura 1a) y se extienden hasta la sierra El Arco (Torres-Carrillo et al., 2020; Contreras-López et al., 2021a). Las composiciones isotópicas de Sr, Nd y Pb en las rocas metaígneas sugieren un magmatismo de arco de islas (Contreras-López et al., 2021a; Torres-Carrillo et al., 2020; Weber y Martínez, 2006). Las similitudes geoquímicas e isotópicas, así como la contemporaneidad magmática de arco de islas en la región Cedros-Vizcaíno-sierra El Arco sugieren que pueden ser resultado de un evento de subducción continuo (Contreras-López et al. 2021a).

1.1.2 Cinturón Batolítico Peninsular y acreción con el margen pasivo de Norteamérica

Los plutones del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) afloran desde el sur de California, EUA (~34° N) hasta la parte central de la península (~28° N; Figura 2b). Con base en las anomalías positivas de estudios aeromagnéticos que son relacionadas con las rocas máficas del oeste del CBP, se ha interpretado que el CBP es un bloque rígido que se extiende hasta el sur de la península (Figura 1c; García-Abdeslem, 2014; Langenheim, 2003; Langenheim et al., 2014). Además, diversos estudios petrológicos y geofísicos coinciden en la división del CBP en dos cinturones o zonas paralelas al eje de la península (Gastil y Miller, 1993; Langenheim et al., 2014; Schmidt et al., 2014).

Probablemente las divisiones regionales más conspicuas del CBP son las líneas gabro/tonalita y magnetita/ilmenita (Figura 2b; Gastil et al., 1990). Los contrastes composicionales de los terrenos que conforman el basamento determinan características geoquímicas distintivas a los plutones a lo largo del CBP. El arco Alisitos del oeste evolucionó sobre una litósfera oceánica, mientras que parte de la zona noreste se desarrolló a lo largo del margen de la placa de Norteamérica durante el Mesozoico (Schmidt et al., 2014).

Los plutones de la zona oeste son comúnmente zonados concéntricamente, con rocas de composición máfica al centro y félsicas hacia la periferia. Las edades de los plutones occidentales varían de 131 a 100 Ma en el sur de California (Shaw et al., 2014) y de 118 a 105 Ma (Wetmore et al., 2003) cerca de la sierra San Pedro Mártir (~31°N). En el sur del CBP, Torres-Carrillo et al. (2022) reporta una edad U-Pb en zircón de ca. 131 Ma para el plutón máfico Punta Prieta en la costa del Pacífico (~29°N) que intrusión rocas volcánicas del arco Alisitos. En contraste los plutones de la zona este tienen composiciones que van de tonalita a granito y se caracterizan por su naturaleza peraluminosa y bajos valores de susceptibilidad magnética. Principalmente en la parte norte del CBP son conocidos como tipo La Posta y son producto de

un arco continental con basamento paleozoico (Gastil, 1993; Walawender et al., 1990). Schmidt et al. (2002) menciona otros límites geoquímicos importantes que son paralelos a las líneas composicionales y magnéticas, sin embargo, también menciona la falta de coincidencia a través de distancias de decenas de kilómetros. Dichas diferencias implican la existencia de una zona de transición que también ha sido sugerida por estudios geofísicos (Delgado-Argote et al., 2012; Langenheim et al., 2014).

El límite entre ambos terrenos de rocas encajonantes se ha interpretado como una zona de sutura tectónica, caracterizada por deformación compresiva. Dichas zonas de sutura se han documentado de manera discontinua a lo largo del CBP, con variaciones en anchura y temporalidad, siendo más antigua en el norte (Figura 1b). Al sur de California, EUA, en las montañas Cuyamaca-Laguna, Schmidt y Paterson (2002) indican la existencia de una zona de cizalla relacionada con la sutura entre ambos terrenos en un periodo de 118 a 115 Ma. Schmidt et al. (2014) constriñen el proceso a un periodo de deformación contraccional entre 111 y 103 Ma y mencionan que la deformación en el norte del arco Alisitos (~31.4°N) comenzó entre 111 y 109 Ma.

En el borde norte del arco Alisitos la acreción relacionada con un proceso de sutura fue casi completa antes de la intrusión del plutón Balbuena de ca. 108 Ma, cerca del área de San Vicente (~31°N; Alsleben et al., 2008; 2014) y el plutón San José de 105 Ma al oeste de la sierra San Pedro Mártir (Johnson et al., 2003). Molina-Garza et al. (2014) interpretan de análisis paleomagnéticos que el plutón San José, el cual no está deformado, intrusionó la zona de sutura mostrando una rotación aparente en sentido dextral de casi 33°, lo que puede ser explicado por el basculamiento hacia el oeste entre el empuje principal Mártir y la falla Rosarito (Schmidt et al., 2009). Hacia el sur, en el área de Calamajué, Griffith y Hoobs (1993) reportan una edad de ca. 103 Ma Rb/Sr en roca total de rocas volcánicas de Alisitos deformadas y una edad de ca. 100 Ma U-Pb en zircón de un granito no deformado. Basados en la edad máxima de depósito de una turbidita deformada del Cañón Calamajué (Alsleben et al., 2012b) sugieren que la deformación y yuxtaposición ocurre entre 112 y 100 Ma. En la región Agua de Higuera, al oeste de Bahía de los Ángeles, Ávila- Ortíz (2021) y Lozano-Hernández (2021) indican la existencia de una zona de deformación que podría estar relacionada con la convergencia entre el arco Alisitos y el margen continental. En el sur del CBP, desde la región de Nuevo Rosarito hasta la sierra El Arco, no se han observado evidencias estructurales inequívocas de la zona de sutura. Los plutones no deformados de entre 116 a 100 Ma, intrusionan a la secuencia metaígneas del Jurásico Tardío que se infiere fue deformada hace aproximadamente 130 Ma (Contreras-López et al., 2021a; Torres-Carrillo et al., 2016; Peña-Alonso et al., 2015)

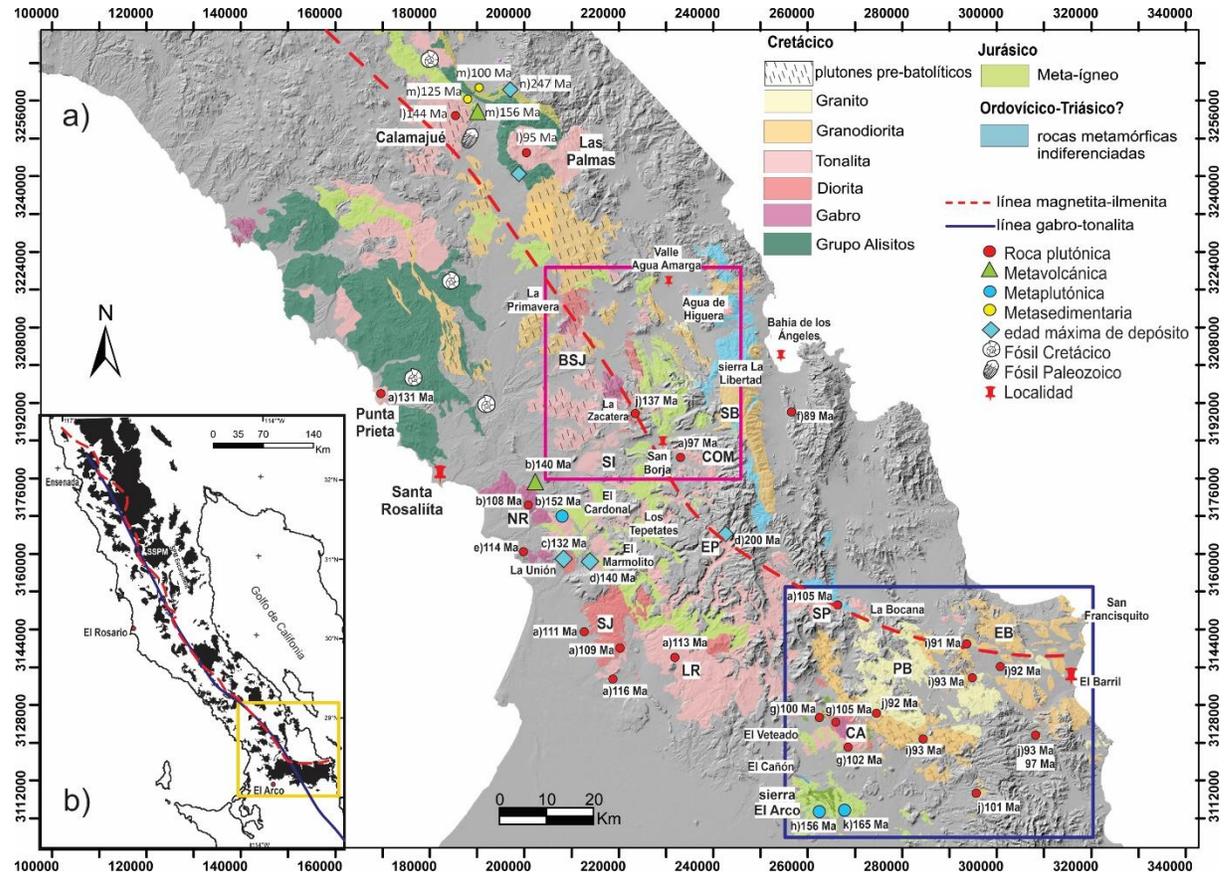


Figura 2 a) Mapa de los afloramientos de rocas plutónicas y encajonantes del sur del Cinturón Batolítico Peninsular con datos geocronológicos de las litologías del Mesozoico. La región en gris corresponde a rocas volcánicas y sedimentarias del Cenozoico. Los recuadros azul y magenta indican la ubicación de las secciones de este estudio: rojo-zona norte, batolito San Julián (BSJ); azul-zona sur, Calmallí (CA); El Barril (EB); Piedra Blanca (PB). b) mapa esquemático del CBP desde el sur de California hasta $\sim 28^\circ$ N en la parte central de la península, indicando con el recuadro amarillo la zona meridional del CBP correspondiente al mapa a). Línea magnetita-ilmenita de Gastil et al. (1990) y división gabro-tonalita de Gastil (1983). Edades: a) Torres-Carrillo et al. (2022); b) Peña-Alonso et al. (2012); c) Peña-Alonso (2012); d) Torres-Carrillo (2016); e) Kimbrough et al. (2015); f) Delgado-Argote (2000); g) Contreras-López et al. (2018); h) Contreras-López et al. (2021a); i) Ortega Rivera (2003); j) Contreras-López et al. (2021b); k) Valencia et al. (2006); l) Alsleben et al. (2014); m) Griffith y Hoobs (1993); n) Alsleben et al. (2012). Abreviaturas de plutones del Cretácico: COM-Compostela; EP-El Paraíso; LR-La Rinconada; NR-Nuevo Rosarito; PB-Piedra Blanca; SB-San Borja; SI-San Ignacio; SJ-San Jerónimo; SP-San Pedro; SSPM= Sierra San Pedro Mártir.

Los contrastes entre la secuencia del arco Alisitos y la secuencia jurásica del segmento Nuevo Rosarito, sugieren la posible definición de un bloque discreto que exhumó de manera diferencial a las unidades más antiguas por levantamiento y erosión de las más jóvenes. Peña-Alonso et al. (2015) sugieren que el régimen tectónico durante la evolución del arco magmático Jurásico-Cretácico, está caracterizado por un proceso de deformación regional transpresivo, con una componente derecha que pudo ocurrir entre 132 y 117 Ma, contemporáneo al emplazamiento magmático en la zona de los plutones Nuevo Rosarito-La Unión (Figura 2a). De acuerdo con Avilez Serrano (2012), a 25 km al NE de dicha región, cerca del plutón San Borja y de la sierra La Libertad, las rocas encajonantes siguen un estilo de deformación similar con

inclinaciones que varían de moderadas a subverticales, mientras que entre los plutones El Cardonal y Compostela identificó deformación transpresiva caracterizada por fallas inversas. Al norte de la sierra El Arco y hacia el norte del plutón Calmallí, hay evidencias de deformación por compresión con fallas inversas con vergencia hacia el SSW y transcurrentes que definen un estilo transpresivo diestro (Gómez-Alvarez, 2017; Ojeda García, 2016). Siguiendo el criterio de Peña-Alonso et al. (2015) y Torres-Carrillo et al. (2016) la deformación identificada del Cretácico Temprano en el segmento Nuevo Rosarito será utilizada como un posible límite temporal entre las rocas pre-batolíticas y batolíticas en este trabajo.

1.1.3 Estudios paleomagnéticos en el Cinturón Batolítico Peninsular

En la década de los 80 y principios de los 90 las interpretaciones de los estudios paleomagnéticos a lo largo de la península sugerían un transporte de los terrenos mesozoicos de más de 1200 km hacia el norte y rotaciones dextrales de la península de $\sim 20^\circ$ a $\sim 50^\circ$ desde el Cretácico (Ague y Brandon, 1992; Beck, 1991; Filmer y Kirschvink, 1989; Hagstrum et al., 1985; Hagstrum y Sedlock, 1990; Teissere y Beck, 1973). Dichas interpretaciones fueron aceptadas como una continuación hacia el sur de los modelos de acreción de los terrenos del noroeste de Canadá y Estados Unidos. Sin embargo, las evidencias geológicas no respaldan dicho movimiento latitudinal ya que varios sectores del basamento del CBP se correlacionan con litologías de Sonora y Sinaloa en México, formando cinturones alineados antes de la apertura del Golfo de California.

En los últimos 20 años los estudios paleomagnéticos indican que la península muestra movimiento latitudinal similar al continente de Norte América desde el Triásico (Boschman et al., 2018). Con base en el análisis de paleoposición en los diques de San Marcos al NE de la ciudad de Ensenada, Baja California y en el plutón de San Telmo, al sur de la falla Agua Blanca, Böhnel y Delgado-Argote (2000) y Böhnel et al. (2002) indican que la posición original de la península puede ser reconstruida por el cierre del Golfo de California, después de considerar unos 300 km de movimiento hacia el NW a lo largo del sistema de fallas transtensionales del Golfo. De estudios paleomagnéticos en la latitud $\sim 31^\circ\text{N}$, en la región de San Pedro Mártir (Figura 1a), Molina-Garza et al. (2014) indican que cuatro plutones de la zona oeste han permanecido estables desde su emplazamiento entre ca. 114 y ca. 100 Ma. En contraste, los mismos autores reportan discordancias paleomagnéticas en plutones emplazados hacia el este. Observan además rotaciones aparentes en sentido dextral que van desde 33.4° a 45.7° en los plutones San José, El Potrero y San Pedro Mártir. Los plutones San José y El Potrero se encuentran entre la falla Rosarito y el empuje principal Mártir (Main Martir thrust), mientras que el plutón San Pedro Mártir en su lado este se encuentra

delimitado por la falla San Pedro Mártir y es considerado un intrusivo tipo La Posta (Gastil et al., 1990). Basados en características estructurales y fábricas magnéticas desarrolladas en los plutones San José y El Potrero Chávez-Cabello et al. (2006) y Molina-Garza et al. (2014) sugieren que el emplazamiento fue sintectónico entre ca. 105 y ca. 102 Ma, proponiendo que la deformación asociada con una sutura en dicha región ocurrió entre ese lapso.

Hacia el sur del CBP, en la región entre Nuevo Rosarito y El Arco, a partir del análisis paleomagnéticos de cinco plutones cretácicos, Torres-Carrillo et al. (2016) obtuvieron un paleopolo combinado que, rotado por el cierre del Golfo de California, resulta en un desplazamiento marginal de 5.2° hacia el norte, concordante con el polo de referencia de Norteamérica. Las rotaciones observadas para dichos plutones varían entre –6 a 16°, indicando que en general, se encuentran estables desde su emplazamiento, incluyendo al plutón Compostela de 97.3 ± 1.5 Ma (U-Pb; Torres-Carrillo et al., 2022) que se emplaza en una supuesta zona de sutura, en donde se describe una rotación horaria de tan solo 16.4°, sin basculamiento aparente.

1.1.1 Justificación

El entendimiento de la evolución tectónica de la península puede mejorarse con la identificación de los diferentes periodos y regímenes de deformación ocurridos en los distintos segmentos latitudinales que conforman al CBP. Los modelos regionales de evolución tectonomagmática mesozoica propuestos por diversos autores varían según los sectores estudiados del CBP. Schmidt et al. (2002) resumen los modelos tectónicos propuestos por diversos autores, para explicar la transición de actividad magmática sobre una corteza oceánica y continental. El primer modelo, propuesto al sur de California, considera la construcción de un batolito Mesozoico sobre una zona de subducción con vergencia hacia el este, en donde litósfera oceánica y continental están separadas por un límite cortical pre-Mesozoico. El segundo modelo, propuesto en la parte central del CBP, habla de un arco intra-oceánico que colisiona con el margen de Norteamérica por el colapso de cuencas trasarco, durante el Jurásico-Cretácico Temprano por procesos de subducción o acortamiento cortical (Busby et al., 1998, 2006; Gastil, 1975; Griffith y Hoobs, 1993). El tercer modelo, que aún es controversial, considera un sistema de doble subducción cuyas vergencias varían de acuerdo con los autores. Por ejemplo, Valencia et al. (2006) proponen un sistema de doble subducción, cuyo arco occidental está representado por rocas del Jurásico Tardío en la península, mientras que el arco oriental correspondería a rocas del Jurásico Medio-Tardío distribuidas en lo que actualmente es Arizona, Sonora y Zacatecas. De acuerdo con este modelo la yuxtaposición entre ambos arcos ocurrió a

partir de la mitad del Cretácico Superior. Dickinson y Lawton (2001) proponen un sistema de doble subducción de vergencia encontrada. Dicho modelo involucra un arco en el margen de Norteamérica y un intra-arco oceánico hacia el oeste, separados entre sí por la hipotética placa oceánica Mezcalera en el Jurásico Inferior. Los resultados obtenidos en estudios paleomagnéticos relativamente recientes (Böhnel et al., 2002; Molina-Garza et al., 2014; Torres-Carrillo et al., 2016; Gómez- Alvarez et al., 2022) indican que las rocas de la península de Baja California tienen historias de movimiento paleolatitudinal similar al continente de Norteamérica, al menos desde el Triásico (Boschman et al., 2018), por lo que el modelo del arco exótico ya no es una opción viable. En el segmento sur del CBP se observa un registro geológico casi continuo desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Tardío, por lo que se ha propuesto la existencia de un solo arco magmático de larga duración, en donde la actividad magmática migró paulatinamente hacia el oriente y se desarrolló sobre una corteza de arco recién acrecionada (Contreras-López et al., 2021b). Los mismos autores consideran que dicha región se encontraba separada de Norteamérica por una cuenca oceánica marginal que, durante el Cretácico Temprano, pudo ser afectada por un evento de deformación por acreción, ocasionado por el aumento de espesor de la corteza de arco.

En las rocas de la península se han encontrado zircones detríticos con proveniencia de fuentes peri-Gondwánicas y de Laurencia, proporcionando evidencia de su proximidad con el margen continental (Alsleben et al., 2012; Kimbrough et al., 2014; Torres-Carrillo, 2016). Con base en evidencias isotópicas de Sr, Nd y $\delta^{18}\text{O}$, se infiere que el magmatismo jurásico de la región norte del CBP se desarrolló como un arco continental, mientras que en la región centro se desarrolló como un arco marginal (Shaw et al., 2003). Por otro lado, los datos isotópicos de Sr, Nd y Hf de la región sur del CBP, indican que el magmatismo jurásico se desarrolló como arco de islas (Contreras-López et al., 2021b; Torres-Carrillo et al., 2020; Weber y Martínez, 2006). Las diferencias geoquímicas y composicionales de las rocas plutónicas del Cretácico entre la zona occidental y oriental del CBP, indican de manera indirecta la naturaleza del basamento que atraviesan. Las composiciones isotópicas Sr-Nd de los plutones orientales tipo La Posta del Cretácico Tardío en el norte del CBP, muestran composiciones más evolucionadas, en comparación con las rocas plutónicas ácidas orientales del sur del CBP (Contreras-López et al., 2021b).

Las variaciones geoquímicas e isotópicas descritas a lo largo del CBP podrían estar asociadas con heterogeneidades propias de un sistema de arco con espesor cortical variable. Los intentos por simplificar las observaciones realizadas en un solo esquema tectónico a lo largo de todo el CBP, generan inconsistencias en los modelos planteados por distintos autores. Los modelos tectónicos propuestos de un límite cortical pre-Mesozoico y la formación de una cuenca trasarco o marginal podrían considerarse

para distintas latitudes del CBP, suponiendo que tiene una naturaleza segmentada latitudinalmente y que existen variaciones en la evolución geológica a lo largo de todo el sistema de subducción. Un ejemplo de ello son los arcos oceánicos modernos de las Aleutianas e Izu-Bonin-Mariana, cuyas variaciones latitudinales en la anchura del arco, espesor cortical y desarrollo de cuencas intra-arco y trasarco, indican la existencia de heterogeneidades dentro de una misma zona de subducción.

Las deformaciones a lo largo del cinturón de edad Cretácica del CBP asociadas con la sutura entre los terrenos de arco del Mesozoico con los terrenos continentales del oriente, se observan de manera discontinua desde el sur de California, en las zona de cizalla de Ramona (Symons et al., 2008) y Cuyamaca Lake Mountains (Schmidt y Paterson, 2008), hasta los cinturones de deformación compresiva descritos en Baja California de San Vicente, sierra San Pedro Mártir (Alsleben et al., 2008, 2014; Schmidt et al., 2009, 2014) y Calamajué (Alsleben et al., 2012b). Dichas zonas de sutura se han documentado con variaciones en anchura y temporalidad, siendo más antigua en el norte en donde inició aproximadamente ca. 118 Ma, mientras que en el sur los últimos registros de deformación son de ca. 100 Ma (Ver sección 1.1.2; Figura 1a).

En el segmento Nuevo Rosarito (s-NR en la Figura 1a) el registro magmático de las rocas pre-batolíticas es continuo desde el Jurásico Medio hasta inicios del Cretácico Temprano. Desde los ca. 137 Ma hasta los ~116 Ma (Figura 1b) no existen registros de actividad magmática. Las rocas pre-batolíticas presentan una deformación penetrativa y regional, mientras que las rocas plutónicas del CBP, las cuales son contemporáneas a las secuencias volcánicas y volcanoclásticas del arco Alisitos, no muestran deformación.

De esta forma se formulan las siguientes preguntas: en la parte meridional del CBP ¿el hiatus magmático es simultáneo a la deformación observada en las secuencias pre-batolíticas?, ¿a qué tipo de proceso tectónico se asocia?; ¿la deformación en el sector norte del segmento Nuevo Rosarito corresponde a la convergencia entre el segmento Nuevo Rosarito antes del emplazamiento de los plutones orientales del Cretácico Tardío?, ¿la maduración y extensión del arco magmático Mesozoico cómo influye en la geometría de la traza de acreción con los terrenos continentales al oriente? Para resolver estas interrogantes es importante conocer la forma de emplazamiento de los plutones a lo largo de dos perfiles de muestreo orientados perpendicularmente a la trinchera de subducción cuyos fines son petrológicos, estructurales y paleomagnéticos. De este modo se pueden relacionar los rasgos estructurales regionales de carácter geológico y geofísico, con las observaciones realizadas en las secciones seleccionadas para este estudio.

1.2 Hipótesis

El cinturón Batolítico Peninsular (CBP) es un cinturón de bloques discretos formado por plutones cretácicos amalgamados que se exhumaron de forma diferencial. En el sur del CBP el desarrollo de la corteza peninsular resulta de fenómenos asociados con la maduración de arcos magmáticos cuya edad disminuye de oeste a este y a su acreción con terrenos continentales del oriente. Se presume que las zonas de sutura entre los terrenos mesozoicos del oeste y paleozoicos del oriente en la península, deben poder interpretarse a través de la comparación entre las paleoposiciones y estilos de emplazamiento de los plutones a ambos lados de las zonas de sutura. Además, debe ser posible diferenciar las cortezas prebatolíticas según las características petrológicas, geocronológicas y estructurales de las rocas plutónicas.

1.3 Objetivo general

Proponer un modelo de evolución tectónica que ayude a identificar las zonas de contacto entre terrenos tectonoestratigráficos, en la parte meridional del CBP, mediante la identificación de rasgos estructurales de carácter geológico y paleomagnético en dos perfiles de muestreo caracterizados por la presencia de series de plutones de distinta composición mineralógica que podrían atravesar rocas pre-batolíticas de distinta naturaleza.

1.4.1 Objetivos particulares

Para alcanzar el objetivo general, se propone realizar análisis paleomagnéticos y petrológicos en muestreos perpendiculares al zonamiento litológico regional de rocas plutónicas y sus encajonantes que caracteriza al Cinturón Batolítico Peninsular.

1. Hacer dos secciones orientadas E-W y una N-S en el borde oriental del batolito San Julián, al oeste de la sierra La Libertad donde se encuentra el plutón del mismo nombre (ca. 90 Ma) y norte del plutón Compostela (ca. 97 Ma) en una zona que se caracteriza por deformación intensa y desarrollo de texturas miloníticas en rocas plutónicas y encajonantes.

2. Hacer una sección NE-SW desde el plutón Calmallí que intrusióna rocas de arco de edad Jurásico, hasta la región de El Barril en la costa del Golfo de California, donde se encuentra el plutón félsico más meridional del CBP de ca. 92 Ma.
3. Encontrar los rasgos estructurales o tectónicos que permitan delimitar las posibles zonas de transición y evolución entre la secuencia de arco de islas en el borde occidental y el arco continental del lado oriental.
4. Realizar análisis de anisotropía magnética en cada uno de los plutones muestreados para definir direcciones de emplazamiento.
5. Proponer un modelo que integre la información estructural (geológica y paleomagnética) y petrológica que aporte claves para la identificación de zonas de contacto entre terrenos tectonoestratigráficos.

Capítulo 2 Metodología

2.1 Trabajo de campo y cartografía

La cartografía geológica y el muestro con fines petrológicos y paleomagnéticos se realizó en jornadas de campo llevadas a cabo en distintos periodos entre abril de 2016 y marzo de 2019 en la sección sur que incluye desde la sierra El Arco hasta el plutón El Barril. El trabajo de campo en la sección norte, el borde oriental del batolito San Julián comprende desde la misión de San Borja hasta el borde suroeste de Agua Amarga en la carretera federal No. 1 que comunica a Bahía de los Ángeles, y se realizó entre mayo de 2019 y abril de 2021.

Con el sistema de información geográfica ArcMap 10.8 se generó un mapa geológico regional del segmento sur del estado de Baja California integrando los modelos digitales de elevación (MDE) con una resolución de 30 m obtenidos de Earthexplorer (<https://earthexplorer.usgs.gov>). Se agregó la información de las cartas geológicas escala 1:250,000 obtenidas del INEGI (<http://www.beta.inegi.org.mx/app/mapas/>): H11-12 (Isla Cedros), H12-10 (Isla San Esteban), G11-03 (Guerrero Negro) y G12-01 (Santa Rosalía). Los sitios de mediciones en campo y los de muestro se ubicaron con un GPS Garmin®, utilizando el datum WGS 84. En cada sitio se midieron al menos diez datos de susceptibilidad magnética, de los cuales se obtuvo un promedio. Las mediciones se realizaron con un susceptibilímetro portátil Terraplus® kt-10r Plus v2. Las muestras colectadas con fines petrográficos son representativas de las unidades litológicas. Las muestras obtenidas con fines geoquímicos fueron seleccionadas de rocas con características homogéneas, es decir, evitando fases cumulíticas, concentración de fracturas con vetillas o con cualquier tipo de alteración. Para el estudio paleomagnético de los plutones se realizó un muestreo de todas las unidades litológicas accesibles, según se explica con detalle en la sección de paleomagnetismo.

2.2 Análisis estructural

Los datos estructurales y de orientación se obtuvieron con una brújula Brunton® Geo Transit Pocket, con base en la regla de la mano derecha. En los afloramientos de intrusivos se midieron al menos cinco datos de foliación magmática y en las rocas encajonantes se midieron foliaciones metamórficas y lineaciones minerales. En el caso de las zonas de falla o de movimiento aparente en estado sólido, se midieron planos

de cizalla con rumbo, echado, *pitch* y *rake*. Los datos obtenidos en campo se analizaron en proyecciones estereográficas con el software Stereonet 9.5.2 (Allmendinger y Cardozo, 2016) obteniendo la proyección de los polos de planos, planos geométricos promedio respecto a la desviación estándar de los datos (*Best Cylindrical Fit*). El análisis cinemático se realizó con el software FaultKin 8 (Allmendinger y Cardozo, 2016) obteniendo los planos conjugados y tensores principales de esfuerzo con el análisis cinemático y la solución del plano geométrico de las fallas. Partiendo del modelo de partición de la deformación (Carreras et al., 2013; Ramsay y Wood, 1973) se realizó el análisis poblacional por estación para posteriormente agrupar las estructuras compatibles, es decir las que se considera que se formaron bajo el mismo régimen de esfuerzos.

2.3 Análisis petrográfico

EL análisis petrográfico se realizó con un microscopio OLYMPUS® BX60 en el Laboratorio de Petrografía de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE. Para cada muestra se determinó textura, fábrica, forma de los cristales y composición. Para la clasificación petrográfica de los intrusivos se realizó un conteo modal de 350 puntos por lámina, de acuerdo con el método de Glagolev (1933) considerando las principales fases mineralógicas que conforman la roca, minerales opacos y minerales accesorios. El resultado de los análisis de cada plutón se muestra en el Anexo 1. Las modas se graficaron en el diagrama QAP (Le Maitre et al., 2002). Para el análisis de las rocas encajonantes se realizó la descripción textural, principales fases minerales, fábrica y alteraciones presentes.

2.4 Geoquímica de roca total

De la zona Agua de Higuera-San Ignacio se seleccionaron 11 muestras de roca plutónica representativas del área de estudio. Las muestras fueron procesadas en el Laboratorio de preparación de muestras y separación de minerales (PMSM) de Departamento de Geología de CICESE. Las rocas fueron trituradas con una prensa hidráulica Montequipo® hasta obtener esquirlas menores a 1 cm. Se obtuvieron dos alícuotas, una fue cuarteada y la segunda guardada como testigo. Un cuarto de muestra fue pulverizada en un mortero de anillos de tungsteno, posteriormente fue envasada para análisis geoquímico de roca total y elementos traza.

Los análisis de elementos mayores y elementos traza fueron realizados en el Central Analytical Facilities de la Universidad de Stellenbosch, Sudáfrica. Los elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) se analizaron por espectrometría de fluorescencia de rayos X. Las muestras fueron preparadas y analizadas por lotes junto con estándares internos de referencia, mezcladas con metaborato de litio y fundidas en un horno de inducción. La muestra fundida se vertió en una solución de ácido nítrico concentrado al 5% y se mezcló hasta disolverla. Los elementos mayores, Ba, Be, Sc, Sr, V y Zr fueron analizados en una combinación simultánea/secuencial por espectrometría de emisión óptica con fuente de plasma acoplado inductivamente (ICP-OES) con el Thermo ICap 6300 ICP-OES. Los límites de detección para los elementos citados, según la matriz (combinación de elementos presentes), fueron de 0.5 ppm. Los elementos traza (Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Pb, Th, U) se obtuvieron de *mounts* pulidos de las perlas resultantes del paso anterior y fueron analizados a través de un espectrómetro de masas por plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) Agilent 7700® conectado a un sistema de ablación láser de 193 nm de resolución M50 LR Excimer®. Las muestras fueron analizadas con blancos y valores estándares de referencia internos. Los resultados del análisis geoquímico se presentan en diagramas de clasificación geoquímica elaborados con el programa IgPet 2012 (Carr y Gazel, 2017).

2.5 Geocronología

Se obtuvo la edad U-Pb en zircones de una granodiorita de biotita. Los zircones fueron separados siguiendo los procedimientos estándar en el Departamento de Geología del CICESE en el PMSM como se describe a continuación: se trituró la roca con una prensa hidráulica Montequipo® hasta obtener esquirlas menores a 1 mm. El material triturado se tamizó con las mallas #25, #45, #60 (con aperturas de 710, 555 y 250 μm , respectivamente). Las partículas que pasaron por la malla #60 se procesaron en una mesa vibratoria Holman-Wilfley®, que separa los minerales con base en su densidad mediante un flujo laminar. La muestra fue dividida en cuatro fracciones de distinta densidad. La fracción menos densa fue desechada mientras que la de mayor densidad, después de ser lavada con agua destilada y secada en una mufla, se utilizó para separación magnética con un imán de mano. El material restante de dicha fracción densa fue procesado por un separador magnético Frantz® en cuatro pasos. La porción no magnética obtenida al final, fue tamizada con las mallas #190 y #147. El concentrado que pasó por la #147 se utilizó para la separación manual de zircones utilizando un microscopio LEICA® M420, pinza y pipeta donde se seleccionaron

zircones libres de inclusiones o fracturas. Los zircones fueron limados a una profundidad aproximada de 20 μm y pulidos para poder exponer el interior de los cristales.

Los zircones fueron enviados para el análisis geocronológico al *Central Analytical Facilities* de la Universidad de Stellenbosch, Sudáfrica. El análisis de U-Pb fue realizado con un sistema de ablación láser de 193 nm Resolution M50 LR Excimer® acoplado a un ICP MS Thermo Element2® siguiendo en procesamiento de Frei y Gerdes (2009). El láser fue operado con un diámetro de ablación de 30 μm , con una frecuencia de 8 Hz y una densidad de energía de 4.5 J/cm². Cada análisis tomó 40 s, los primeros 15 s fueron para medir el blanco de gas (*background*), seguidos de 12 s de ablación y 18 s de tiempo de lavado (*washout time*) para permitir a la señal regresar a los valores del *background*.

Las mediciones se realizaron usando escaneo electrostático con el campo magnético descansando en la masa ²⁰²Hg. Se midieron las masas ²⁰²Hg, ²⁰⁴(Pb+Hg), ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th y ²³⁸U. La masa ²⁰²Hg fue medida para monitorear la interferencia de ²⁰⁴Hg en ²⁰⁴Pb, usando la relación $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg} = 0.436$. Las correcciones por Pb común fueron realizadas con la señal ²⁰⁴Pb siguiendo el modelo de Stacey y Kramers (1975). La edad resultante se presenta en un diagrama elaborado mediante la rutina del software IsoplotR® (Vermeesch, 2018).

2.6 Microscopía electrónica de barrido

Se obtuvieron las proporciones semicuantitativas de los elementos formadores de óxidos de Fe-Ti así como Mg, Al, Si, Ca, Cr, Mn, Ni, V, Co y S que pueden presentarse como impurezas, mediante el uso del microscopio electrónico de barrido (MEB) con la finalidad de identificar los miembros de las soluciones sólidas de magnetita-ulvoespinela y hematita-ilmenita, así como las texturas que aporten información sobre procesos de oxidación deutérica y/o exsolución.

Para los análisis en el MEB se elaboraron láminas delgadas con pulido espejo en el Laboratorio de PMSM de la División de Ciencias de la Tierra. Con la ayuda de un microscopio estereoscópico se identificaron los minerales opacos y se realizó un mapa de los minerales marcados para su identificación. Los análisis se realizaron en el laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido en la División de Ciencias de la Tierra, utilizando un microscopio marca MEB JEOL® 35C.

Las superficies pulidas son cubiertas con una película de carbono con la finalidad de aumentar su conductividad. El MEB hace incidir un haz móvil de electrones sobre las muestras, los cuales son acelerados y producen una radiación electromagnética cuya longitud de onda es proporcionalmente inversa a la velocidad. Esto da como resultado diversos efectos que serán captados y visualizados en las siguientes imágenes y datos: a) electrones retrodispersados, BEI (*Backscattered Electron Image*); b) energía dispersiva, EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*) y c) electrones secundarios, SEI (*Secondary Electron Image*) (Unidad de Microscopía Electrónica de Barrido, Servicios Centrales de Apoyo a la Investigación: http://www.scai.uma.es/servicios/area_microscopia/sem/sem.html).

Para este trabajo se utilizaron imágenes BEI, que revelan la composición superficial de la muestra, mediante contrastes en el choque de los electrones los cuales están en función del número atómico de las diferentes partes del mineral. El uso de EDS permitió la detección de los rayos X que se generaron y obtener un análisis espectrográfico de la composición química elemental de la muestra. Para detectar el cambio composicional de las diferentes texturas, inclusiones y/o exsoluciones en cada cristal, se realizaron análisis puntuales. Las imágenes BEI son capturadas por el software NIH Image, con calidad 128x128 hasta 4096x4096 pixeles. Para el EDS, se utilizó el software DTSA (*Desk Top Spectrum Analyzer*) para coleccionar los rayos X emitidos y realizar el análisis cualitativo y semicuantitativo para la detección de elementos.

2.6.1 Identificación de minerales magnéticos y análisis textural

Las proporciones químicas semicuantitativas de cada mineral del grupo de la espinela obtenidas a partir del análisis espectrográfico permiten hacer una discriminación más certera. De cada superficie pulida se seleccionaron de 3 a 4 minerales opacos con el microscopio estereoscópico. Con el MEB se realizaron de 4 a 6 análisis puntuales por cada mineral seleccionado y se obtuvo su proporción semicuantitativa de elementos.

El análisis textural se realizó a partir de la identificación de procesos de exsolución y oxidación deutérica. Se clasificaron las texturas de acuerdo con los criterios de Haggerty (1991) con algunas modificaciones (Tabla 1), las cuales se dividen en dos grupos, dependiendo del mineral hospedante, que puede ser titanomagnetita o ilmenita. Para las titanomagnetitas se utiliza la letra "C" en su clasificación textural, haciendo referencia al arreglo cúbico, mientras que para la ilmenita se utiliza la letra "R" debido al arreglo romboédrico de la serie hematita-ilmenita. Tomando en cuenta que las partículas de dominio simple y

dominio pseudo-simple son portadoras eficientes de magnetización remanente, se realizó un análisis estadístico por litología con base en el análisis textural.

Tabla 1. Clasificación textural de los óxidos de Fe-Ti (Haggerty, 1991).

Magnetita - Ulvoespinela		Ilmenita - Hematita	
Textura	Descripción	Textura	Descripción
C1	Titanomagnetita o magnetita ópticamente homogénea	R1	Ilmenita primaria ópticamente homogénea
C2	Titanomagnetita con lamelas de exsolución de ilmenita	R2	Ilmenita con lamelas de exsolución de hematita. También se considera el desarrollo de lentes de rutilo en la ilmenita hospedante
C4	Se forman estrías finas y/o lentes de rutilo en las lamelas de exsolución de ilmenita	R4	Se observa ilmenita férrica y titanohematita en porciones iguales.
Tipo sándwich	Son listones o bandas de ilmenita a lo largo de un set de planos octaédrico en la titanomagnetita. Tienen contactos bien definidos con el mineral hospedante. Coexisten con otras texturas	R5	Se desarrollan cristales de rutilo y titanohematita
Tipo compuesto-M	Inclusiones de ilmenita en la titanohematita. Se determinan de manera interna o externa, si la ilmenita está total o parcialmente incluida en la titanomagnetita hospedante, respectivamente.	Tipo compuesto-I	Inclusiones de hematita, sulfuro o rutilo en la ilmenita. Se determinan de manera interna o externa, si la ilmenita está total o parcialmente incluida en la titanomagnetita hospedante, respectivamente.

2.7 Paleomagnetismo

Con el objetivo de obtener un promedio de la variación secular del sur del CBP durante el Cretácico Temprano-Cretácico Tardío se analizaron 11 sitios del este del complejo plutónico La Primavera (Figura 2), 9 del plutón Piedra Blanca y 23 del plutón El Barril (Figura 2). Se retomaron 15 sitios del plutón Calmallí de (Gómez-Alvarez et al., 2022) en donde se realiza un recálculo de las paleodirecciones y paleopolos obtenidos para integrarlos con los resultados de los plutones Piedra Blanca y El Barril pues todos son contemporáneos. La metodología debe ser sistemática desde que se realiza el muestreo para asegurar la mayor precisión en la determinación de las paleodirecciones y los paleopolos. Se seleccionaron afloramientos de rocas *in situ*, sin evidencias de alteración hidrotermal y cuya ubicación topográfica no

correspondiera a una cima debido a que son zonas expuestas a descargas eléctricas que pueden producir magnetismo remanente secundario de importancia. De cada sitio de muestro se tomaron entre ocho y diez núcleos de 2.5 cm de diámetro y longitud de 6 a 12 cm con una perforadora portátil. Los núcleos del afloramiento se orientan con la ayuda de un inclinómetro y brújula antes de retirarlos. Las mediciones que se obtuvieron fueron azimut e inclinación. El primero se midió desde el norte magnético hasta el eje x, mientras que la inclinación se obtuvo del ángulo que se forma entre la vertical y el eje z. Al retirar los núcleos del afloramiento se marcaron en la cima con una flecha vector apuntando hacia el norte magnético y el cuerpo del núcleo también se marcó con una serie de líneas en diagonal indicando cuál es la parte superior del núcleo (*up*), es decir, la parte que se encontraba expuesta en el afloramiento (Figura 3a)

Las muestras fueron procesadas y medidas en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla. Los núcleos fueron cortados en secciones de 21 mm para obtener al menos dos especímenes de cada uno (Figura 3b). Posteriormente se midió la susceptibilidad magnética de cada espécimen con el susceptibilímetro KLY-3 Kappabridge. Se utilizaron dos métodos de desmagnetización por pasos para obtener la magnetización característica de cada espécimen (ChRM): desmagnetización por campos alternos y desmagnetización térmica.

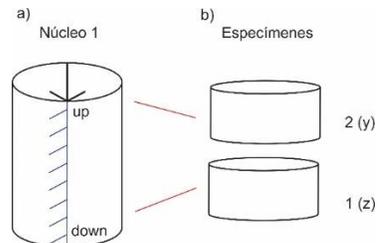


Figura 3 a) Señalización sistemática de entre 7 y 8 núcleos por sitio de muestro en campo para análisis paleomagnéticos; b) corte del núcleo en tres a cuatro especímenes utilizados para los experimentos de desmagnetización, medición de anisotropía de susceptibilidad magnética y demás análisis magnéticos.

2.7.1 Desmagnetización por campos alternos (AF)

Este método consiste en exponer un espécimen a un campo magnético alterno con una amplitud máxima seleccionable, cuya intensidad disminuye de forma lineal con el tiempo. Los instrumentos típicos permiten una desmagnetización con una amplitud máxima de 100 mT, aunque para este trabajo se utilizó un desmagnetizador de alto voltaje con intensidad máxima de 300 mT para algunos especímenes del plutón Piedra Blanca. La teoría básica de este método se relaciona con la fuerza coercitiva (H_c) de los óxidos de Fe-Ti, que es una medida para la estabilidad de magnetización contra campos magnéticos externos (Butler,

2004). Los momentos magnéticos de un espécimen cuya H_c se encuentra dentro de los intervalos de una cierta intensidad del campo magnético alterno, serán cancelados, de esta manera se remueve el magnetismo remanente secundario y se va aislando la ChRM.

Para este trabajo se utilizó el desmagnetizador LDA-3A que desmagnetiza al espécimen mientras gira dentro de una bobina. Se localiza dentro de un cuarto blindado que permite la reducción del campo magnético ambiental. Este proceso es controlado por un sistema automático que permite seleccionar la intensidad del campo aplicado. Con este equipo los experimentos se desmagnetizaron en pasos desde 0 a 100 mT. También fue utilizado el desmagnetizador de alto voltaje con bobinas Helmholtz para compensar el campo magnético ambiental. La intensidad máxima a la que se llegó con este equipo fue de 200 mT. Después de cada paso los vectores de remanencia fueron medidos con un magnetómetro de giro (*spinner magnetometer*) AGICO JR-5 o AGICO JR-6.

2.7.2 Desmagnetización térmica

Entre tres y cuatro especímenes por sitio se seleccionaron para la aplicación de este método. El método de desmagnetización térmica se basa en la temperatura de bloqueo (T_B) y tiempo de relajación (τ) de los cristales que disminuye con la temperatura. La desmagnetización térmica remueve en cada etapa la contribución de las partículas con temperaturas de bloqueo menores a la temperatura programada del horno. Al someter las muestras a un aumento de temperatura controlado, magnetizaciones secundarias, como por ejemplo la magnetización remanente viscosa, será borrada selectivamente sin afectar la ChRM. El procedimiento involucra el sometimiento de las muestras a temperaturas elevadas, por debajo de la temperatura de Curie (T_C) del mineral ferromagnético presente. Se utilizó un desmagnetizador térmico modelo TD-48 ASC consistente en un horno no inductivo. Los pasos de las mediciones iniciaron en 150°C y en algunas muestras se alcanzaron temperaturas de hasta 610°C. Sin embargo, en algunas muestras de grano grueso y con alto contenido de biotita, las temperaturas máximas fueron de 350-500°C. En ese rango de temperatura algunas muestras se desintegraron antes de poder determinar su ChRM. Por ello se combinaron los resultados de la desmagnetización térmica y la de campos alternos. Así como en el método AF, después de cada paso los vectores de remanencia fueron medidos con un magnetómetro de giro (*spinner magnetometer*) AGICO JR-5 o AGICO JR-6.

2.7.3 Procesamiento de datos magnéticos

Se obtuvieron los vectores de las componentes de magnetismo remanente identificados a partir de la desmagnetización y se visualizaron en diagramas de proyección en dos planos ortogonales: uno horizontal y otro vertical (Zijderveld, 1967). La ChRM se define, en la mayoría de los casos, con el vector de la trayectoria de los puntos finales que se dirigen hacia el origen del plano cartesiano (Butler, 2004). Se calculó la dispersión de los datos de los vectores de las componentes. Este análisis se realiza para determinar la desviación angular máxima (MAD por sus siglas en inglés) y obtener una precisión cuantitativa (Kirschvink, 1980). La media de los sitios y la media de los plutones fueron determinadas por medio de la estadística de Fisher que proporciona la probabilidad por unidad de área angular de la dirección encontrada (Fisher, 1953).

Se utilizó el parámetro de precisión k como criterio principal para evaluar la confiabilidad del grado de dispersión de cada sitio de muestreo, tomando en cuenta que el α_{95} está más controlado por el número de datos (N) (Deenen et al., 2011). De acuerdo con Van der Voo (1990) y Meert et al. (2020) el índice de confiabilidad es aceptable con valores de $k \geq 10$ para las direcciones medias obtenidas por sitio.

Las direcciones medias finales fueron comparadas con la dirección derivada del paleopolo de referencia de Norte América de Besse y Courtillot (2003) y Torsvik et al. (2012) de acuerdo a las edades de cada plutón: 140 Ma para el complejo plutónico La Primavera, 100 Ma para el plutón Calmallí y 90 Ma para los plutones Piedra Blanca y El Barril.

2.8 Anisotropía de susceptibilidad magnética

Las mediciones se realizaron con al menos 8 especímenes por sitio de muestreo. Se utilizó un susceptibilímetro Kappabridge KLY-2. Cada espécimen se midió en 15 posiciones a lo largo de tres ejes ortogonales entre sí. Posteriormente los resultados fueron analizados con el software Anisoft3, con el que se obtienen las direcciones principales de susceptibilidad y los parámetros de anisotropía.

La anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) representa la suma de los valores de susceptibilidad magnética de los minerales ferromagnéticos en una roca. Dichos valores dependen de las propiedades físicas del medio y la dirección en la que se midan. Para este tipo de análisis no es necesario que la roca

contenga marcadores de esfuerzos específicos. En el caso de rocas intrusivas isotrópicas, en donde la foliación magmática no está bien definida, las fábricas cristalinas obtenidas por AMS son marcadores confiables para inferir los mecanismos de deformación y magnitud de los esfuerzos que predominaron en los estados finales de la construcción de una cámara magmática, ya sea por procesos internos del sistema magmático o por esfuerzos tectónicos (Archanjo y Launeau, 2004).

La magnitud de la anisotropía depende de la dirección en que se mide la anisotropía y el grado de alineación de los cristales (Tarling y Hrouda, 1993). La anisotropía de los cristales individuales tiene dos componentes principales: anisotropía cristalina y anisotropía de forma. En la anisotropía cristalina el espín del electrón se alinea más fácilmente a lo largo de direcciones específicas en el cristal, es decir, la magnetización adquirida por un campo magnético aplicado es mayor en dichas direcciones. Tales ejes cristalinos se llaman “eje fácil o preferencial” y la magnetización de un cristal con dichos ejes siempre tenderá a alinearse a lo largo de esta dirección (Tarling y Hrouda, 1993).

La anisotropía de forma surge debido a la alineación de los espines del electrón por un campo magnético aplicado, creando un polo magnético norte y uno sur que apunta de manera opuesta a la superficie de cada cristal, resultando en fuerzas magnetostáticas, es decir, campos de desmagnetización interna (Tarling y Hrouda, 1993). Un cristal ferromagnético muy alargado tiene una energía magnetostática mucho menor si se magnetizó a lo largo del eje largo que si lo hizo perpendicular al mismo, ya que el porcentaje de superficie cubierta por las cargas magnéticas es pequeña cuando la saturación de la magnetización apunta hacia el eje largo. En la magnetita comúnmente domina la anisotropía de forma, mientras que en la hematita es común la anisotropía cristalina. Sin embargo, las variaciones siempre dependen de los dominios simples o múltiples que existan en los cristales (Butler, 2004).

2.8.1 Parámetros de AMS

Los parámetros se dividen en dos grupos, los relativos a la orientación espacial de los ejes principales del elipsoide de susceptibilidad y los relacionados con la magnitud del elipsoide. Los primeros, se comprenden a partir de la definición de la susceptibilidad media que, en un solo espécimen, equivale al valor medio de la integral de la susceptibilidad direccional sobre todo el espécimen (Nagata y Kinoshita, 1967; Tarling y Hrouda, 1993). En términos del elipsoide de susceptibilidad magnética, es posible determinar la fábrica de los cristales representados por tres ejes principales a lo largo de las direcciones de susceptibilidad máxima (k_1), intermedia (k_2) y mínima (k_3), cuyas intensidades de magnetización inducida son proporcionales al

eje largo, intermedio y corto, respectivamente, de los minerales ferromagnéticos (Tarling y Hrouda, 1993). La expresión gráfica del elipsoide de susceptibilidad se grafica sobre una proyección estereográfica de igual área. Los ejes k_1 , k_2 y k_3 se representan con cuadrados, triángulos y círculos, respectivamente (Figura 4).

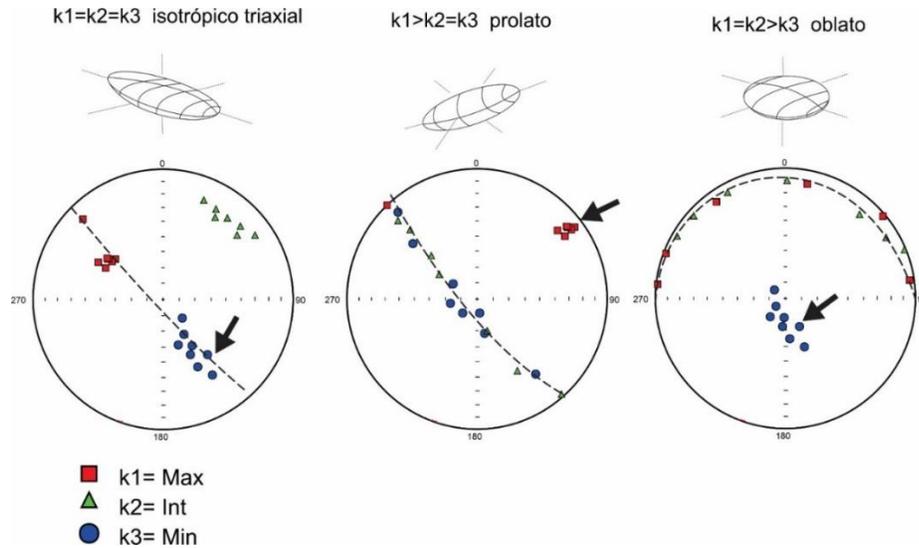


Figura 4 Proyección estereográfica de tipo igual área de las direcciones de anisotropía. Los datos de proyección son estándar cuyo centro corresponde a inclinación $\pm 90^\circ$ y la circunferencia al plano horizontal. Las direcciones principales de susceptibilidad máxima se representan con k_1 , intermedias k_2 y mínimas k_3 . Cada estereograma representa las agrupaciones y dispersiones ideales de las direcciones de esfuerzos para distinguir la fábrica y obtener la foliación y lineación magnética con base en los criterios de Tarling y Hrouda (1993). Las flechas negras indican cuál es grupo que representa la dirección máxima de susceptibilidad

Los parámetros relativos a la magnitud y forma del elipsoide de susceptibilidad son el grado de anisotropía corregido (P_j) y la forma de la anisotropía (T) que definen la fábrica y forma de los cristales, respectivamente. El grado de la anisotropía P_j se basa en la dispersión de los puntos k_1 , k_2 y k_3 , considerando sus logaritmos η_1 , η_2 , η_3 (Jélinek, 1981):

$$P_j = \exp\sqrt{2[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]} \quad (1)$$

$$\text{Donde: } \eta_1 = \ln k_1, \eta_2 = \ln k_2, \eta_3 = \ln k_3 \quad \eta_m = \frac{(\eta_1 + \eta_2 + \eta_3)}{3}$$

El parámetro de la forma (T) propuesto por Jélinek (1981) es análogo al factor de la forma de esfuerzo e incluye las tres principales susceptibilidades en el cálculo y es simétrico en su distribución de valores sobre el rango completo del elipsoide. Se define como:

$$T = \frac{2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3}{(\eta_1 - \eta_3)} \quad (2)$$

La foliación magnética se define por la intensidad de la orientación planar-paralela de los minerales ferromagnéticos en una roca y la dirección de la foliación magnética es el plano perpendicular a la susceptibilidad magnética mínima (Stacey, 1960). Se define como: $P_3 = F = \frac{k_2}{k_3}$

La lineación magnética puede ser usada para caracterizar la intensidad de la orientación lineal-paralela y su dirección es la misma que la dirección de susceptibilidad máxima (Balsley y Buddington, 1960). Se define como: $P_1 = L = \frac{k_1}{k_2}$

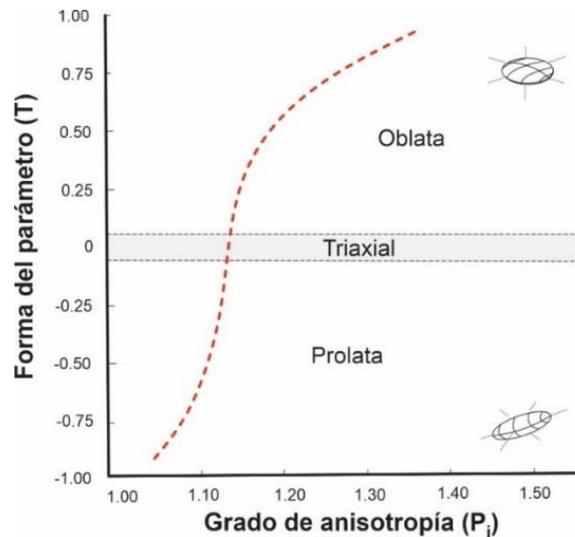


Figura 5 Gráfica de la forma del parámetro (T) vs grado de anisotropía (P_j) de Jelinek (1981). Las formas oblatas tienen valores positivos de T , mientras que las prolatas grafican en el campo de valores negativos. La línea roja discontinua indica la trayectoria de una fábrica que cambia de prolata en la base izquierda a oblata, hacia la parte superior derecha con un aumento ligero y gradual en el grado de anisotropía, que corresponde al grado de esfuerzo al que estuvo sometido el grano analizado.

Si el elipsoide es prolato en donde la lineación magnética domina, entonces el factor de forma es $-1 < T < 0$. Si el elipsoide es neutral o triaxial, significa que la lineación y foliación están desarrolladas en el mismo grado, entonces $T = 0$. Si el elipsoide es oblato, predomina la foliación y entonces $0 < T < 1$. El parámetro T refleja sólo la forma del elipsoide de susceptibilidad y es independiente de la cantidad de anisotropía. Utilizando dicho parámetro es posible calcular el parámetro P_j propuesto por (Jelinek, 1981). La representación de ambos parámetros se observa en el diagrama de Jelinek (Figura 5).

2.9 Curvas de Curie o curvas termomagnéticas

Se realizó la medición de la magnetización inducida en un campo de aproximadamente 500 mT en función de la temperatura con la finalidad de definir el mineral ferromagnético dominante en la roca. Las mediciones se llevaron a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, con la ayuda de una balanza termomagnética integrada a un electroimán cuya intensidad máxima es de 1 T.

Se utilizó material de un núcleo por sitio, previamente triturado y pulverizado. Las muestras fueron calentadas hasta los 700°C, con un aumento de temperatura de 30°C por minuto. Posteriormente se enfrió lentamente hasta llegar a la temperatura ambiente. A partir de la curva obtenida se estima la temperatura de Curie utilizando el método de Grommé et al. (1969). Las curvas identificadas se clasificaron utilizando el criterio Mankinen et al. (1986) y Pollard (1999).

2.10 Proporción Koenigsberger

La proporción Koenigsberger (Q_n) se define como una razón de la magnetización remanente respecto a la magnetización inducida por un campo dado. Se calcula de la siguiente manera:

$$Q_n = \frac{MNR}{XH} \quad (3)$$

Dónde MNR es la intensidad del magnetismo natural remanente, X es la susceptibilidad magnética inicial a temperatura ambiente y H es el campo geomagnético del área de estudio en el presente. Es un parámetro útil para interpretar el origen de las anomalías magnéticas, es decir, si provienen de la magnetización remanente de la roca o es inducida por el campo magnético terrestre. Ambas magnetizaciones dependen linealmente del contenido de minerales ferrimagnéticos en la roca, pero de manera diferente de su tamaño y estado de dominios magnéticos.

Es un método que provee una estimación de la eficiencia en los mecanismos para la adquisición de MNR, basado en la relación entre la magnetización inducida y remanente. La correlación de susceptibilidad inicial, el MNR y el factor Q_n sugieren que para rocas fuerte o débilmente magnetizadas, el proceso principal es la exsolución y/o oxidación deutérica de las fases minerales dentro de las soluciones sólidas

magnetita-ulvoespinela e ilmenita-hematita (Alva-Valdivia y Urrutia-Fucugauchi, 1998). De esta manera los valores de Q_n dados por la ecuación de Stacey (1967), también pueden mostrar una correspondencia en la estabilidad del origen de la termoremanencia en el MNR.

Para el cálculo de la razón Q_n se midió el valor de susceptibilidad magnética de cada espécimen en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla con el susceptibilímetro KLY-3 Kappabridge. El valor medio del campo magnético en el área de estudio (Latitud: 28.21; Longitud: -113.89) se obtuvo con el programa *Magnetic Field Calculators* del *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA, 2021) que utiliza como principio el modelo del campo geomagnético IGRF-11 (Finlay et al., 2010), obteniendo una intensidad total del 43.63 μT .

Capítulo 3. Rocas pre-batolíticas. Magmatismo y deformación segmentos de arco de islas del Jurásico Medio a Cretácico Temprano (166-130 Ma)

Los plutones cretácicos no deformados del sur del CBP con un rango de edades de 116 a 91 Ma (Contreras-López et al., 2018; 2021b; Torres-Carrillo et al., 2016) intrusionan secuencias prebatolíticas que pueden dividirse en dos cinturones según la naturaleza del basamento. La frontera entre los cinturones puede definirse en términos estructurales (Alsleben et al., 2008; Schmidt et al., 2014) y coincide a *grosso modo* con la línea magnetita-ilmenita propuesta por Gastil et al. (1990) (Figura 2). El cinturón oeste está formado por secuencias metaígneas deformadas y asociadas a un magmatismo de arco de islas del Jurásico Medio (Peña-Alonso et al., 2015; Contreras-López et al., 2021a), mientras que el cinturón del este está formado por rocas metamórficas en facies principalmente desde esquistos verdes hasta anfibolita con protolitos predominantemente sedimentarios cuya edad en el norte y centro del CBP se infiere que puede ser del Paleozoico-Triásico? (Torres-Carrillo et al., 2022; Contreras-López et al., 2021b). El cinturón oeste aflora ampliamente desde la región del batolito San Julián (~28.9° N; BSJ en la Figura 2a) hasta la sierra El Arco, mientras que el cinturón oriental aflora desde la sierra La Libertad hasta la región del plutón San Pedro (~28.4° N; SP en la Figura 2a).

3.1 Rocas metamórficas no diferenciadas del cinturón oriental.

El cinturón oriental encajona a los plutones San Borja (Lozano-Hernández, 2021), El Paraíso, San Pedro, y el este del plutón Compostela. Las edades U-Pb de zircones de estos dos últimos son ca. 105 Ma y ca. 97, respectivamente (Torres-Carrillo et al., 2022; Figura 2a). Al NW de la sierra La Libertad, la secuencia ha sido descrita por Lozano-Hernández (2021) como una secuencia metamorfozada esencialmente en facies de esquistos verdes de depósitos volcanoclásticos, samíticos con carbonatos y lavas andesíticas, correlacionables con el segmento Nuevo Rosarito del Jurásico-Cretácico Inferior. En el extremo sur de la sierra La Libertad, las unidades que encajonan al plutón San Pedro se interpretan como depósitos turbidíticos de talud interestratificados con metasedimentos pelíticos y psamíticos en facies de anfibolita con muscovita, sillimanita y pseudomorfos de andalucita (Torres-Carrillo et al., 2022; Lozano-Hernández, 2021). Estas litologías se pueden correlacionar con las rocas del Grupo Canal de Ballenas en la región de Calamajué, 60 km al norte del plutón San Borja. La litología del Grupo Canal de Ballenas consiste en una secuencia metasedimentaria con rocas volcánicas y contenido fósil que sugiere una edad del Devónico y

ambiente de depósito de la base de talud y cuenca oceánica (Campbell y Crocker, 1993). En dicha región Alsleben et al. (2012b) reportan una edad máxima de depósito del Ordovícico para los protolitos metasedimentarios. En las rocas encajonantes del plutón El Paraíso, ubicado 11 km al sur de Compostela, Torres-Carrillo (2016) obtuvo edades U-Pb en zircones detríticos de 200-142 Ma de un horizonte samítico (Figura 2a), lo que abre la posibilidad de que parte de este cinturón oriental se pueda correlacionar con sedimentos de la Formación Bedford Canyon del Triásico-Jurásico de la sierra San Pedro Mártir y sur de California (Figura 1a; Morton et al., 2014; Schmidt et al., 2014).

3.2 Secuencia de arco de islas del cinturón occidental.

Las rocas pre-batolíticas del cinturón occidental representan el basamento del terreno Alisitos, cuya edad es Jurásico Medio-Cretácico Temprano (166-140 Ma) en el segmento Nuevo Rosarito-El Arco (Contreras-López et al., 2021a; Figura 1a). En el área de Calamajué, Griffith y Hoobs (1993) reportan una edad de 156 Ma para rocas de la base de una secuencia volcánica en el Cañón de Calamajué (Figura 2a), mientras que en la zona de Nuevo Rosarito, Peña-Alonso et al. (2012) reportan una secuencia conformada por flujos andesíticos, tobas félsicas y brechas volcánicas del Jurásico Medio-Cretácico Temprano, metamorfizada en facies de esquistos verdes y deformada dúctilmente. En la misma región, cerca de La Unión esa secuencia volcánica-volcanoclástica y psamítica está intrusionada por granitoides deformados de 151.6 ± 2.6 Ma (U-Pb en zircones; Peña-Alonso et al., 2012). A dicho conjunto, le sobryace aparentemente una secuencia volcánica-volcanoclástica de donde una brecha volcánica arrojó una edad de 139.5 ± 2 Ma (U-Pb en zircones; Peña-Alonso et al., 2012). Esta secuencia prebatolítica es correlacionable con la secuencia de la región El Arco-Calmallí, en donde se observan rocas basáltico-andesíticas, interestratificadas con rocas volcanoclásticas, samitas y horizontes calcáreos, metamorfizadas en facies de esquistos verdes a anfibolita con deformación penetrativa (Caballero Ramírez, 2014; Contreras-López et al., 2021a). Al sur de la sierra El Arco las rocas metavolcánicas están intrusionadas por rocas metaplutónicas félsicas de las cuales se fechó un cuerpo granodiorítico en 164.7 ± 6.7 Ma (U-Pb en zircones; Valencia et al., 2006; Figura 2a) y una metagranodiorita de 155.9 ± 0.9 Ma (U-Pb en zircones; Contreras-López et al., 2021a). En el noroeste de la sierra El Arco, cerca del rancho El Cañón, aflora un complejo de dioritas y peridotitas serpentinizadas (Ojeda-García, 2016). Las mismas unidades litológicas afloran al norte de la sierra El Arco, entre la sierra El Veteado y el oeste del plutón Calmallí, así como en colgantes y xenolitos en los plutones cretácicos (Contreras-López et al., 2018).

3.3 Región Agua de Higuera-San Ignacio

En esta investigación la región de Agua de Higuera-San Ignacio se define como un sector de 30 km de longitud y 10 de anchura está orientado N-S y está comprendido entre el valle Agua Amarga en el norte y el rancho San Ignacio en el sur, este último localizado al W de la misión San Borja (Figura 6). Cabe mencionar que destacan varios aspectos geológicos de importancia en dicha zona, la cual se localiza en el borde oriental de un alto magnético producido por el batolito San Julián (Figura 1c) el cual produce una notable interrupción en el gradiente magnético regional (Ávila Ortiz, 2021; Lozano Hernández, 2021).

De acuerdo con la proyección de la línea que separa los plutones de las series de magnetita y de ilmenita de Gastil et al. (1990), esta gran anomalía se encuentra en la región de los plutones de la serie de la ilmenita, de forma que el batolito San Julián se identifica por esos autores como una zona de traslape entre las series. El batolito San Julián está zonado, su interior es máfico y sus márgenes son principalmente tonalíticos, el conjunto tiene susceptibilidad magnética alta. En los márgenes del batolito se desarrollan estructuras con foliación milonítica y, en la zona Agua de Higuera, las rocas encajonantes están formadas por una secuencia metamorfizada esencialmente en facies de esquistos verdes de depósitos volcanoclásticos, samíticos con carbonatos y lavas andesíticas, correlacionables con el segmento Nuevo Rosarito-El Arco del Jurásico-Cretácico Inferior, en el cual la deformación por esfuerzos compresivos es persistente.

Desde el norte del batolito San Julián hasta el oeste del plutón Compostela en la región de la misión de San Borja, se identificó una secuencia de metalavas y volcanosedimentos en facies de esquistos verdes como rocas encajonantes de los intrusivos del Batolito San Julián (Figura 6). En el norte del batolito San Julián Ávila-Ortiz (2021) describe los afloramientos de las rocas encajonantes como metapelitas intercaladas con lavas de composición intermedia y una secuencia de metasedimentos clásticos con variaciones de grano fino a medio. La secuencia en facies de esquistos verdes muestra una foliación bien definida. Las unidades intrusivas máficas del norte del batolito San Julián contienen colgantes de metalavas sin deformación, mientras que hacia el este las metalavas desarrollan fábricas protomiloníticas (Ávila Ortiz 2021).

3.3.1 Resultados del análisis petrológico de la secuencia de arco de islas en la región Agua de Higuera-San Ignacio

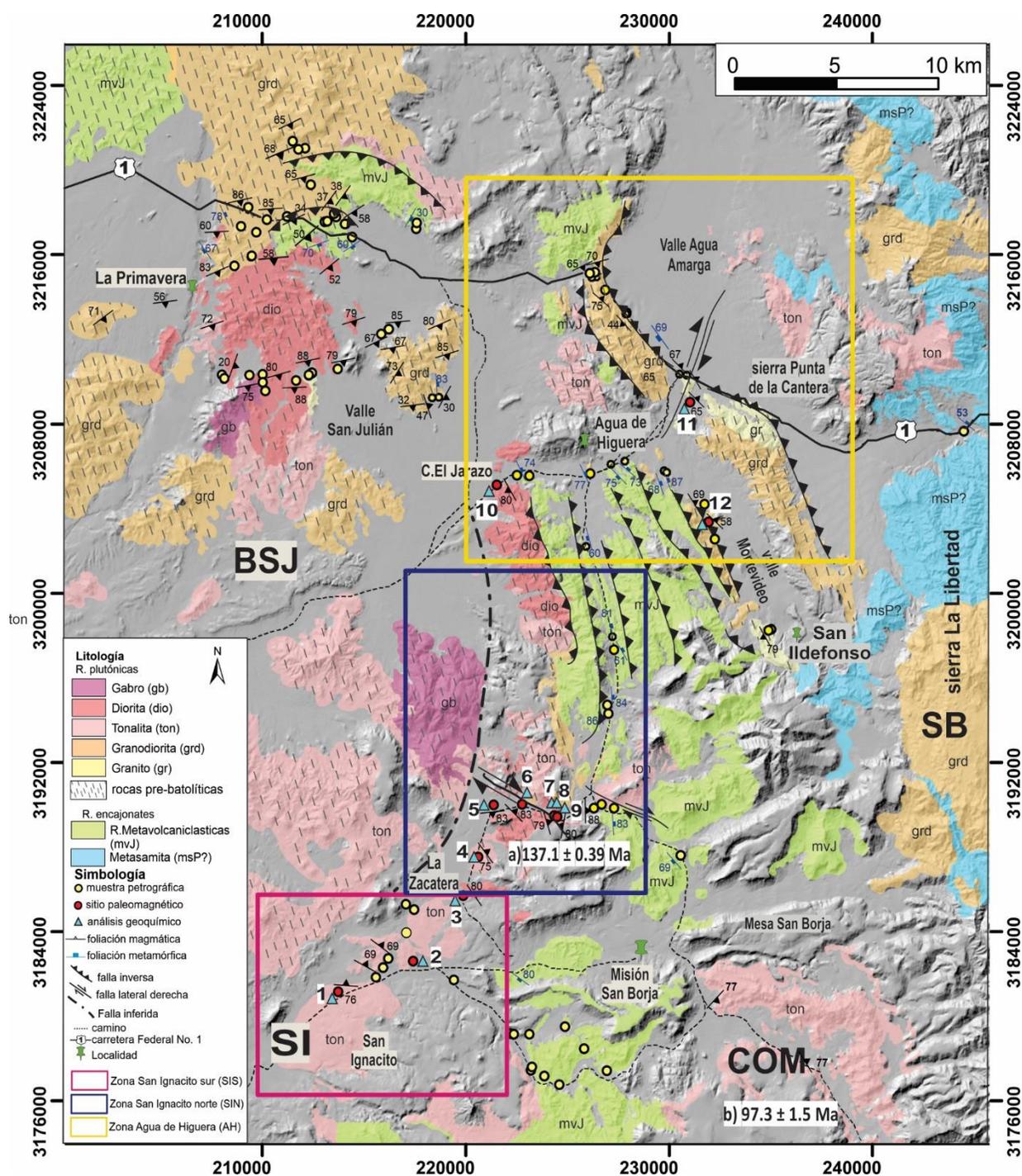


Figura 6. Mapa geológico de la sección norte en la región La Primavera-San Ignacio. Los números indican la ubicación de las muestras analizadas por geoquímica de roca total (Tabla 2). La fuente de las edades U-Pb en zircón son: a) este estudio; b) Torres-Carrillo et al. (2022). Abreviaturas: BSJ-batolito San Julián; COM-Compostela; SB- San Borja; SI-San Ignacio. La información de La Primavera es de Ávila Ortiz, 2021.

En este trabajo se identificó la secuencia de rocas encajonantes que aflora entre el límite sur del valle de Agua Amarga hasta la Misión de San Borja. Dicha secuencia está constituida por lavas interestratificadas con samitas de grano fino a medio con matriz de carbonatos, algunos horizontes de limos y arcillas y depósitos volcániclasticos. El conjunto se caracteriza por su metamorfismo en facies de esquistos verdes y foliación penetrativa vertical (Figura 7a).

En la parte norte de la zona, hacia el W del rancho Agua de Higuera en el Valle San Julián (Figura 6) afloran esquistos de clorita intensamente foliados que incluyen fragmentos de metalavas andesíticas (Figura 7b) con texturas porfídicas con fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Las plagioclasas están comúnmente sericitizadas y los fenocristales de hornblenda y biotita se observan como pseudomorfos de clorita y epidota (Figura 8a). En las rocas volcániclasticas se observan fenocristales de plagioclasa fracturados y hornblenda tabular con alteración a clorita y cristales aciculares de actinolita, su matriz afanítica está formada por cuarzo, plagioclasa, actinolita y biotita cloritizada (Figura 8b). La asociación mineral indica un metamorfismo en facies de esquistos verdes (Bucher y Rodney, 2011).

Hacia el sur, a lo largo del camino norte-sur de terracería que se encuentra entre San Borja y Agua de Higuera (Figura 6), la secuencia metamórfica aflora ampliamente, la cual está formada por areniscas finas, horizontes de limos, metalavas y depósitos volcániclasticos interestratificados (Figura 7c). Cerca del rancho Agua de Higuera los metasedimentos tienen una estratificación laminar y localmente, horizontes de óxidos de Fe menores de 1 cm de espesor (Figura 7d).

Petrográficamente los metasedimentos se clasificaron como metasamitas de grano fino que llegan a desarrollar estructuras S-C (Figura 8c). La esquistosidad está marcada principalmente por porfidoblastos de cuarzo policristalino deformados como listones abudados. La asociación mineral está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, titanita anedral a subhedral, minerales opacos y calcita en una matriz criptocristalina cloritizada.

Las metalavas presentan variaciones texturales desde afanítica a porfídica, cuya mineralogía consiste en plagioclasa sericitizada, cuarzo, calcita, epidota (Figura 8d). En el borde oeste del Valle de Agua Amarga, un bloque de decenas de metros cuadrados de metasamita con carbonatos está contenido en forma de colgante en la tonalita milonitizada.

Petrográficamente es un esquistos cuarzofeldespático con textura granoblástica con calcita, en facies de esquistos verdes. Se interpreta que es colgante debido a que, aunque el rumbo de la foliación de la roca

plutónica es la misma que la del bloque metasedimentario, sus echados son casi ortogonales buzando en sentido opuesto.

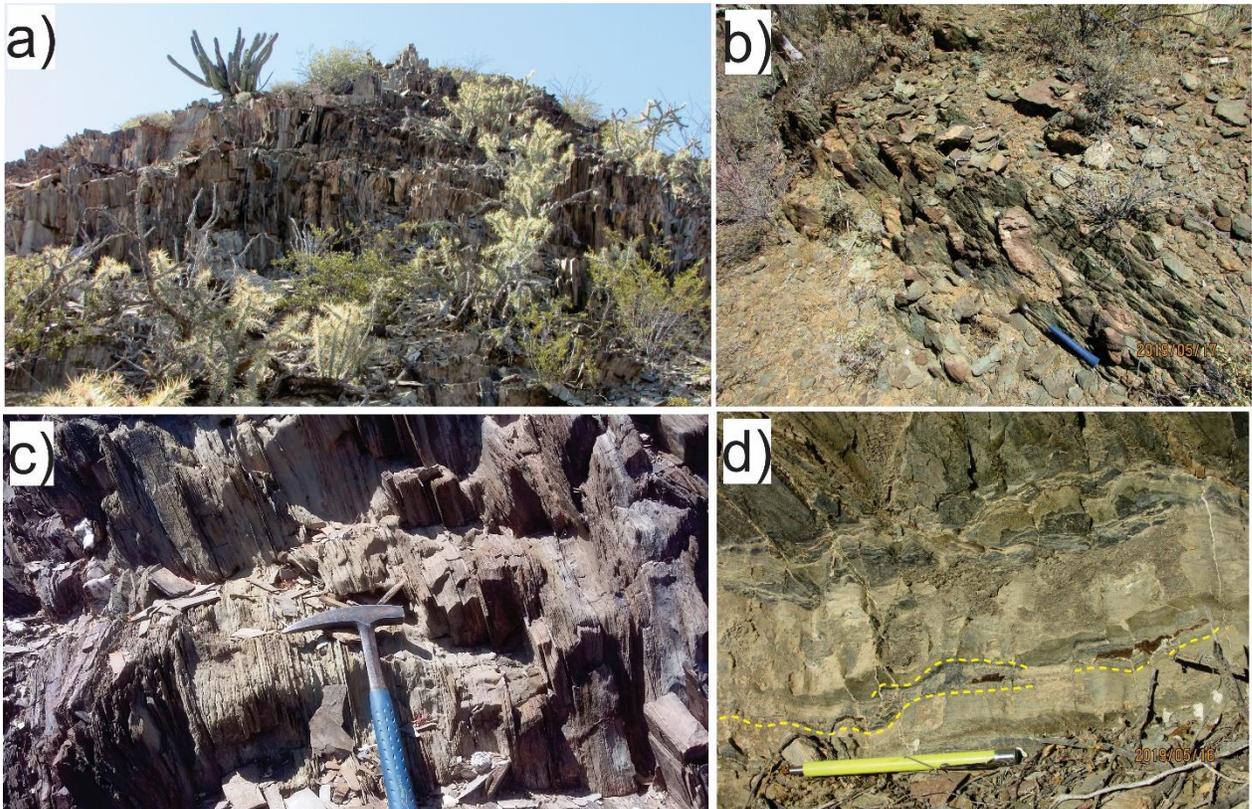


Figura 7. Afloramientos de rocas metaígneas y metasedimentarias de la región La Primavera-San Ignacio. a) Esquisto de clorita cerca de Agua de Higuera con foliación vertical; b) esquisto con fragmentos de metalavas andesíticas elongados y abundantes cerca del cañón El Jarazo; c) secuencia metasedimentaria de arenas finas interestratificada con metalavas afaníticas a lo largo del camino misión San Borja-Agua de Higuera; d) metasamitas de grano fino con horizontes de precipitados de óxidos de Fe (delimitados con la línea discontinua amarilla).

Lozano-Hernández (2021) describe una secuencia de esquistos cuyos protolito interpreta de origen volcanosedimentario entre los ranchos Agua de Higuera y San Ildefonso. El autor clasifica las rocas como esquistos cuarzofeldespáticos metamorfizados en facies de esquistos verdes, cuya foliación metamórfica está principalmente marcada por la orientación de muscovita y calcita, mientras que la plagioclasa y el cuarzo elongado se observan comúnmente como porfidoblastos.

Las asociaciones mineralógicas reportadas son muscovita, clorita, calcita, cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico con minerales accesorios de titanita eudral y minerales opacos.

3.3.2 Resultados del análisis petrológico y geocronológico del batolito San Julián.

El batolito San Julián ubicado al sur de Baja California aflora en una extensión aproximada de 800 km². En la parte norte del complejo, Ávila-Ortiz (2021) caracteriza las unidades intrusivas expuestas en un área de 20 km² nombrando al conjunto como plutón La Primavera. En este trabajo se describe el borde oriental del Batolito San Julián y las unidades intrusivas que afloran en la sierra Punta de la Cantera (a partir de aquí nombrado zona Agua de Higuera) (Figura 6) que en este trabajo se consideran parte de dicho batolito. Se seleccionaron 12 sitios para análisis geoquímicos de roca total (Figura 6; Tabla 2) y uno para análisis geocronológico por U-Pb en zircón (Anexo 2). Los resultados del análisis petrográfico se presentan en el diagrama de clasificación modal QAP de la Figura 9, en donde se incluyen 13 muestras del plutón La Primavera de Ávila-Ortiz (2021).

De acuerdo con Ávila-Ortiz (2021), el plutón La Primavera está zonado composicionalmente. La parte central está formada principalmente por rocas máficas y las félsicas se localizan hacia la periferia (Figura 6). Las unidades gabroicas y dioríticas internas están intrusionadas por diques de granodiorita y granito y se describen como rocas con texturas hipidiomórficas con alteración selectiva en plagioclasas y piroxenos cloritizados. Su foliación magmática se manifiesta débilmente y no presentan deformación aparente. Las unidades félsicas varían desde tonalita hasta granito, predominando los afloramientos de tonalita hacia el sur del cuerpo plutónico. Ávila-Ortiz (2021) describe las granodioritas de los bordes, principalmente de la zona noroeste, como unidades deformadas con textura protomilonítica con enclaves máficos. La misma autora indica que el borde occidental del plutón se caracteriza por tonalitas y granodioritas deformadas con alteración pervasiva rica en clorita y epidota.

En este trabajo se observó que el borde oriental del batolito San Julián delimita el valle San Julián, cuyo acceso se restringe a los caminos vecinales. Aparentemente, dicho borde formado por tonalita y diorita es continuo a lo largo de 21 km, desde los ranchos Agua de Higuera en el norte, hasta San Borja en el sur (Figura 6). Hacia el este, separado por el cinturón metamorfizado e intensamente deformado de rocas encajonantes de rocas volcánicas y sedimentarias descritas en la sección anterior, en la sierra Punta de la Cantera, aflora un intrusivo principalmente granodiorítico. Su aspecto elongado sigmoidal se orienta NW-SE paralelo a los planos de fallas inversas cuyos buzamientos son normalmente mayores a 60° (Figura 6). Sus características petrológicas y texturales son más afines a las de las rocas del plutón La Primavera, en contraste con los plutones sin deformación, más ácidos y peraluminosos que caracterizan a los de la región

oriente, en la sierra La Libertad. Por ello, en este trabajo se asume que representan el borde oriental del batolito San Julián.

Con base en las características texturales, las rocas plutónicas de dicha región oriental se agruparon en tres zonas (Figura 6) que, de sur a norte son: en la zona San Ignacio el cuerpo principal es un stock de tonalitas no deformadas emplazadas en el borde sureste del batolito San Julián; en la zona La Zacatera afloran dioritas, tonalitas y granodioritas con fábricas protomilonítica que se extiende a lo largo de una franja norte-sur de aproximadamente 3 km de ancho hasta el cañón El Jarazo; en la zona Agua de Higuera la litología dominante está formada por granodioritas y granitos con fábricas desde protomiloníticas hasta miloníticas que afloran desde el borde W del valle Agua Amarga hasta el rancho San Ildefonso, incluyendo la sierra Punta de la Cantero (Figura 6).

La zona San Ignacio tiene una extensión aproximada de 10 km² desde aproximadamente el rancho San Ignacio hasta el cañón La Zacatera (Figura 6). Son abundantes los enclaves máficos de grano más fino sin deformación (Figura 10a). Las rocas de esta zona se caracterizan por ser muy magnéticas, con un promedio de susceptibilidad magnética de 21.3×10^{-3} SI, su composición modal es de tonalita de biotita ± hornblenda con textura holocristalina con cristales euedrales de plagioclasa con alteración selectiva a sericita (Figura 11a). La biotita está ligeramente alterada a clorita. La hornblenda comúnmente presenta intercrecimientos de minerales opacos y como accesorios es común observar titanita euedral. Conforme se avanza hacia el norte la anisotropía es mayor por la foliación magmática más definida.

La zona La Zacatera se localiza en el pequeño valle La Zacatera la cual se extiende aproximadamente 16 km hacia el norte hasta el cañón El Jarazo al este del rancho Agua de Higuera (Figura 6). En los extremos de dicha sección se identificaron dioritas, tonalitas y granodioritas con foliación magmática bien definida. En esta zona empieza a observarse el desarrollo de fábricas protomiloníticas las cuales se intensifican hacia el norte. Cerca de La Zacatera afloran intrusivos pequeños (< 1km) de diorita de hornblenda que intrusionan a las tonalitas no deformadas de la zona San Ignacio adyacente. Mineralógicamente, las dioritas contienen labradorita-bytownita tabular, hornblendas euedrales a subedrales con intercrecimientos de minerales opacos (Figura 11b). Las plagioclasas orientadas definen la foliación magmática. Siguiendo por el camino del cañón, 600 metros más adelante del punto 4 de la Figura 6, afloran intrusivos que varían mineralógicamente de tonalita de biotita a granodiorita de biotita, con foliación magmática bien definida principalmente por la biotita que al microscopio ocasionalmente se llegan a observar fragmentadas. La plagioclasa es andesina-oligoclasa con fracturas rellenas de cuarzo y/o

feldespatos potásicos intersticiales o en ocasiones como granos individuales (Figura 11c). En el centro de la Figura 11c se observa un enclave microdiorítico alineado paralelamente a la foliación magmática, indicando que fueron arrastrados con el flujo magmático en los últimos estados de cristalización del magma (Paterson et al., 1998; Vernon, 2000); Figura 10b).

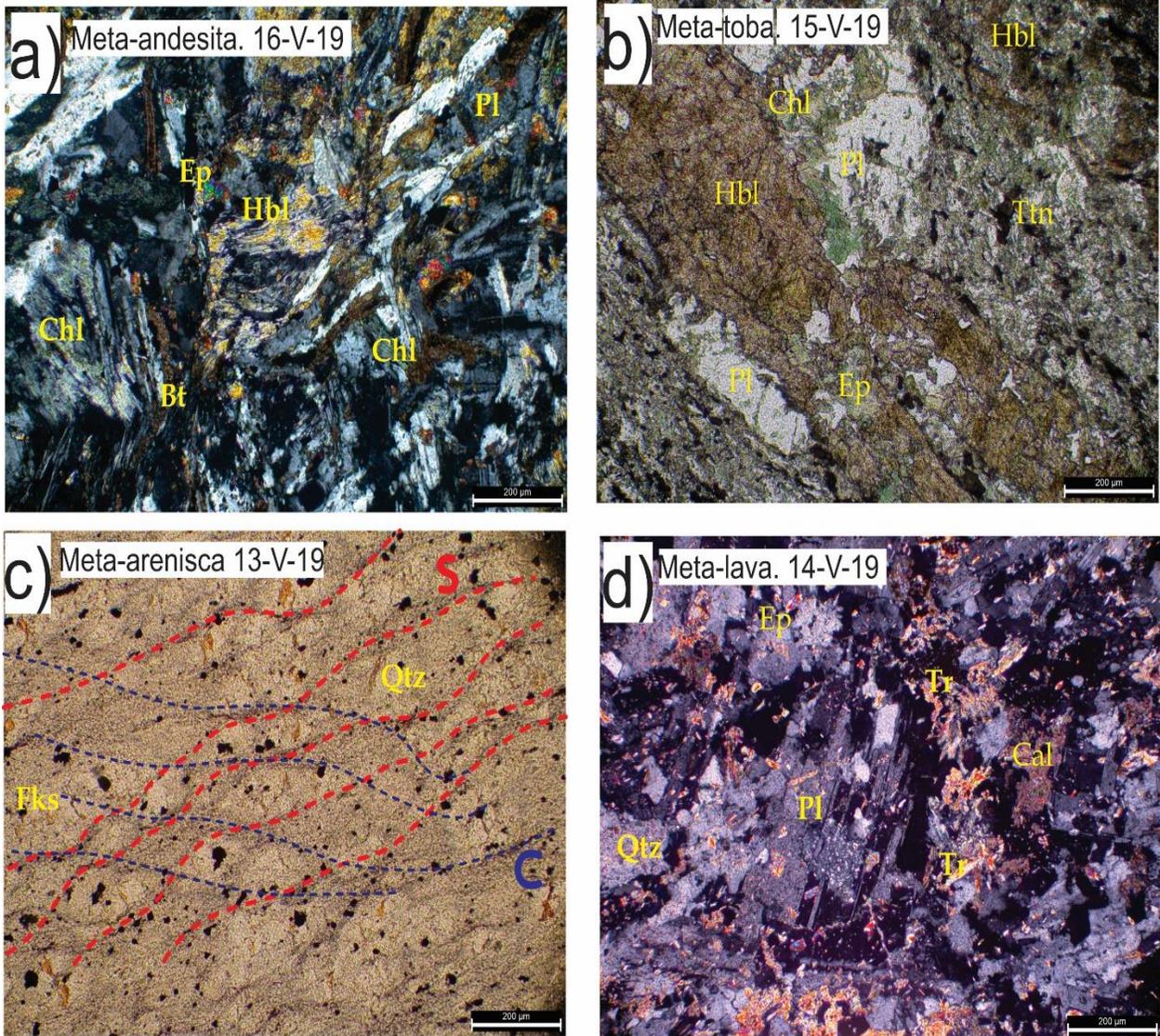


Figura 8. Microfotografías de láminas delgadas de rocas metaígneas y metasedimentarias de la región San Julián-San Ignacio. a) meta-andesita del cañón El Jarazo con plagioclasas sericitizadas y reemplazamiento de hornblenda y biotita por pseudomorfos de clorita y epidota; b) meta-toba con cristal de hornblenda fracturado y alterado parcialmente a microcristales aciculares de actinolita, embebido en una matriz afanítica; c) meta-arenisca de la región La Zacatera-Agua de Higuera con esquistosidad marcada principalmente por porfidoblastos de cuarzos policristalinos, se observan estructuras S-C; d) meta-lava interestratificada con la secuencia de meta-areniscas y limos compuesta por plagioclasa sericitizada y pseudomorfos de mica blanca. . Abreviaturas: Bt: biotita; Cal: calcita; Chl: clorita; Ep: epidota; Fks: feldespatos potásicos; Hbl: hornblenda; Pl: plagioclasa; Tr: tremolita; Ttn: titanita; Qtz: cuarzo.

Algunos diques elongados y aboudinados (Figura 10c) cuya composición modal es diorítica de grano fino de clinopiroxeno, comúnmente uralitizados (Figura 11d), intrusionan a las unidades félsicas en esta zona. En las zonas con cizallamiento se observa recristalización dinámica en las bandas de cuarzo policristalino con extinción ondulatoria, disminución y migración del borde de cristales de cuarzo y plagioclasa por recristalización (Figura 11e). Se observan feldespatos potásicos con los bordes apenas triturados sin evidencias de recristalización y en ocasiones con pertitas. Se identificaron fenocristales de plagioclasa en forma de augen rodeados por agregados recristalizados de cuarzo policristalino y algunos cristales de biotita. La foliación milonítica es incipiente y aumenta progresivamente hacia el norte.

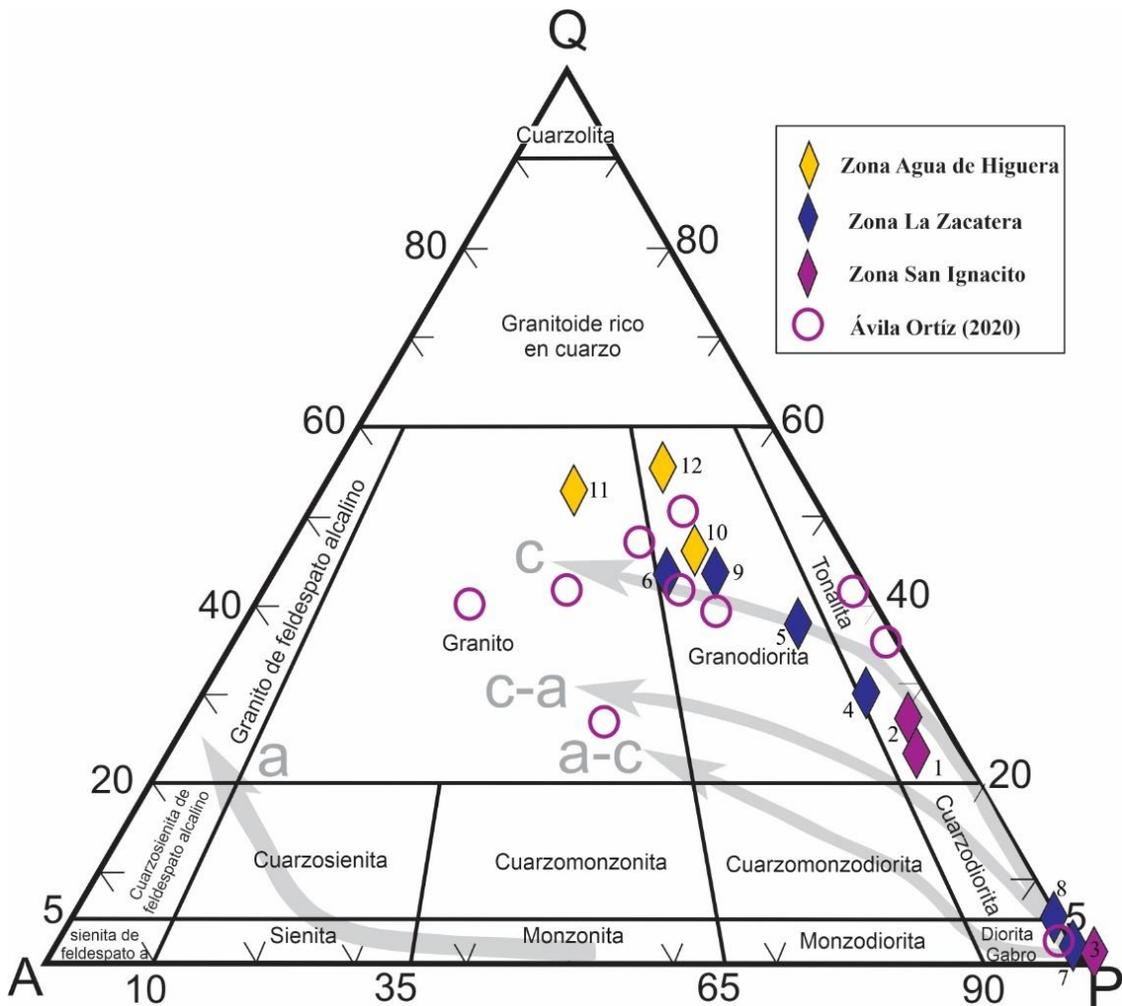


Figura 9. Diagrama QAP y clasificación plutónica (Le Maitre et al., 2002) de las muestras del complejo plutónico La Primavera. Las líneas grises representan las tendencias de las series de Frost y Frost (2008): c=cálcica; c-a=calci-alcalina; a-c=alcalino-cálcica; a=alcalina. La ubicación de las muestras numeradas se observa en la Figura 6.

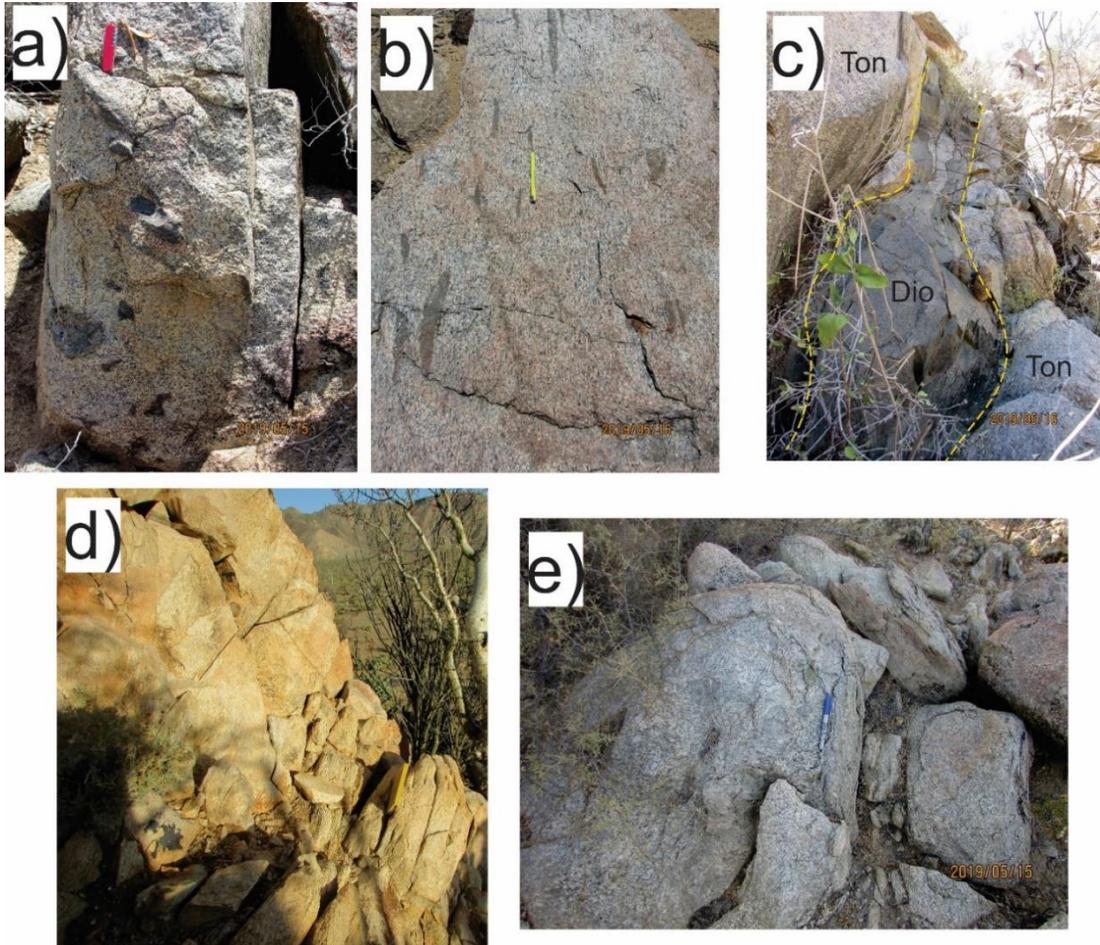


Figura 10. Fotografías representativas de afloramientos y relaciones de campo de las rocas plutónicas de la región La Primavera-San Ignacio. a) afloramiento de tonalita de biotita-hornblenda del plutón San Ignacio, con enclaves microdioríticos; b) tonalita de la zona La Zacatera con evidencias de flujo magmático por foliación bien desarrollada y enclaves microdioríticos elongados y paralelos a la foliación; c) dique diorítico elongado y aboudinado intrusionando tonalitas con foliación bien desarrollada en la porción más deformada de la zona La Zacatera; d) granodiorita de la zona Agua de Higuera con textura milonítica y cizallado; e) afloramiento de granodiorita de biotita de la zona La Zacatera intensamente foliada, de donde obtuvo la muestra 8-V-19 utilizada para análisis geocronológico.

La zona Agua de Higuera se extiende desde el este de valle San Julián hasta el valle Montevideo donde se encuentra el rancho San Ildefonso (Figura 6). El área es de aproximadamente 150 km² y se caracteriza por un ensamble de granodioritas y granitos silicificados con frecuencia con textura milonítica (Figura 10d). Petrográficamente se identificaron cuarzoes policristalinos con extinción ondulante, algunos bordes ameboides, fenocristales de oligoclasa subredondeados rodeados por agregados cristalinos que sugieren recrystalización por *bulging* o por rotación de subgrano. Los feldespatos potásicos tienen textura de microclina y algunos bordes mirmequíticos (Figura 11f). Las biotitas definen la foliación junto con los

agregados cristalinos que en ocasiones se observan como listones bandeados. Comúnmente los contactos grano a grano son consertales. Las texturas son protomiloníticas y pasan a miloníticas hacia el borde del *stock* de la sierra Punta de la Cantera y hacia el sur hasta el rancho San Ildefonso (Figura 6).

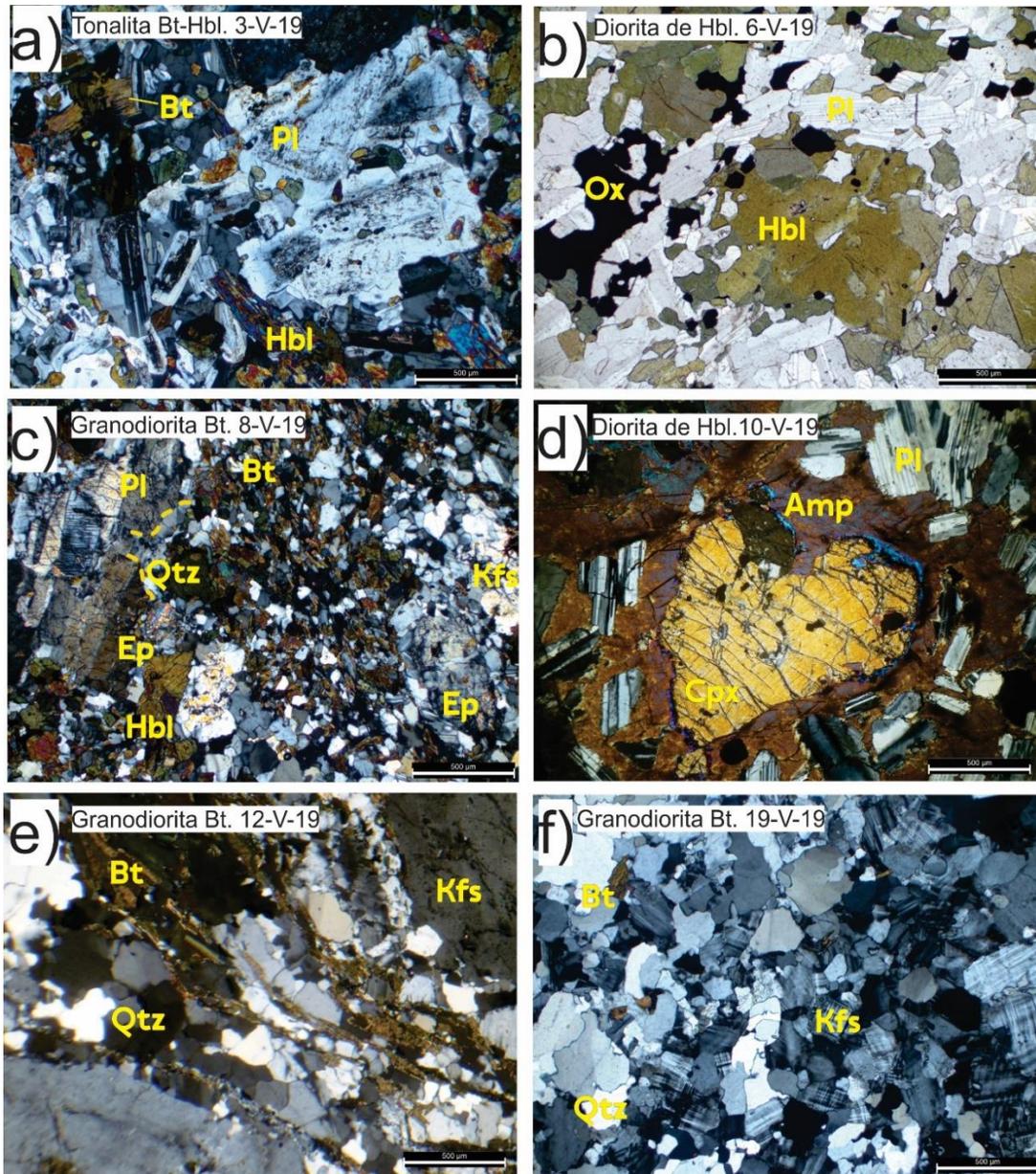


Figura 11. Microfotografías de láminas delgadas representativas de las rocas plutónicas de la región La Primavera-San Ignacio. a) Tonalita de biotita-hornblenda sin deformación aparente del plutón San Ignacio; b) Diorita de hornblenda de la zona La Zacatera cerca del contacto con las tonalitas no deformadas del plutón San Ignacio; c) granodiorita de biotita con disminución de tamaño de grano y plagioclasa con fractura rellena de cuarzo delimitada por las líneas amarillas discontinuas; d) muestra de dique de diorita, los clinopiroxenos se observan con alteración a anfíbol; e) granodiorita de biotita con bandas de cuarzo policristalino y foliación bien definida por las biotitas; f) granodiorita de biotita con microclinas y algunos feldespatos con bordes mirmequíticos. Abreviaturas: Amp: anfíbol; Bt: biotita; Chl: clorita; Cpx: clinopiroxeno; Ep: epidota; Kfs: feldespato potásico; Hbl: hornblenda; Ox: óxido; Pl: plagioclasa; Qtz: cuarzo.

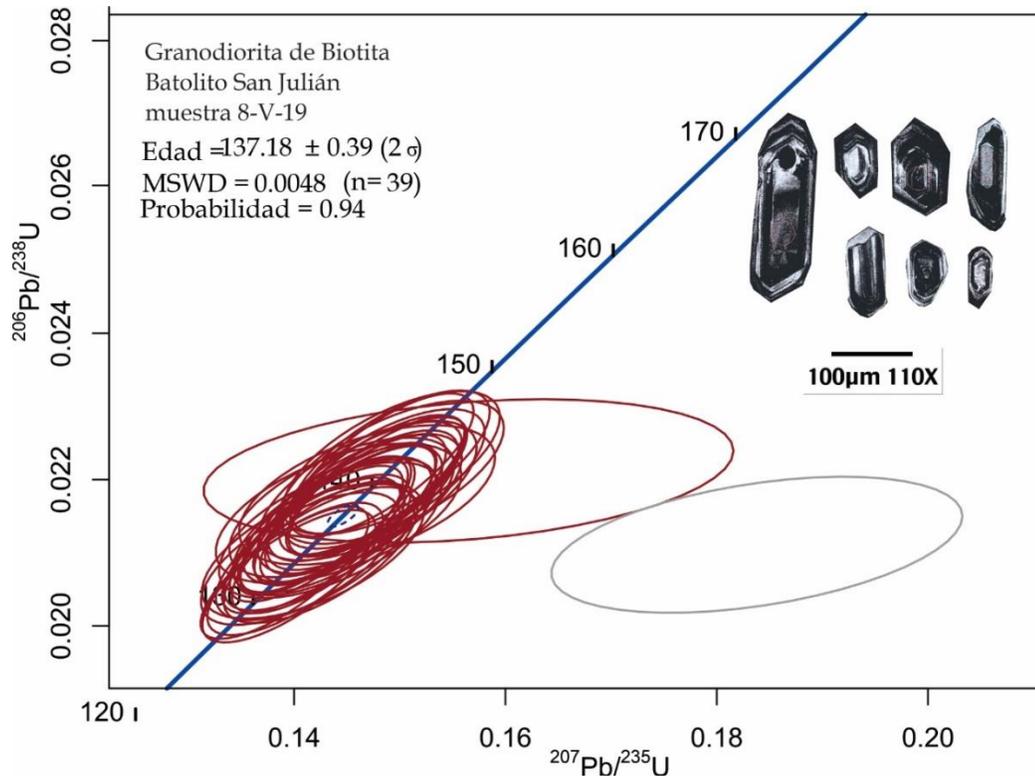


Figura 12. Diagrama de concordia Wetherill de U-Pb por LA-ICP-MS en zirrones del batolito San Julián (muestra 8-V-19). MSWS (mean square of the weighted deviates); n= número de zirrones analizados.

Se seleccionó una muestra de granodiorita de biotita de la zona La Zacatera (8-V-19) la cual es similar a la descrita en la Figura 10e para geocronología U-Pb en zircón. Los zirrones analizados son cristales de aspecto prismático eudral con terminaciones angulares bien desarrolladas, de origen magmático sin evidencia de reciclaje o de ser heredados. Se obtuvo la edad de Concordia considerada como edad de cristalización de 137.1 ± 0.39 Ma (MSWD= 0.0048, n=39; Figura 12; Anexo 2).

3.3.2.1 Resultados geoquímicos de roca total del batolito San Julián

Las 12 muestras analizadas de las rocas plutónicas del borde este del batolito San Julián (Figura 6) se agrupan en tres conjuntos composicionales. El primero corresponde a las rocas máficas de la zona La Zacatera (muestras 7 y 8; Figura 6) y un enclave máfico de la zona San Ignacio (muestra 3) que en el diagrama de sílice vs álcalis total (TAS; Le Maitre et al., 2002; Figura 13a) grafican en el campo del gabro con un contenido de SiO_2 entre 45.8 y 49.3 wt% y valores de álcalis entre 2.4 wt% y 3.7 wt%. El segundo grupo es el de las tonalitas de la zona San Ignacio (muestras 1 y 2) con valores correspondientes de sílice

de 66.8 wt% y 67.9 wt% y valores de álcalis entre 5.6 y 5.9 wt% que grafican en el campo de la granodiorita. El tercer grupo que petrográficamente se identificó como tonalitas, granodioritas y granitos de las zonas La Zacatera y Agua de Higuera de la parte norte, que en el diagrama TAS grafican dentro del campo del granito con contenido de sílice que varía entre 71% y 75.9% y contenido de álcalis de 5.6% a 8.7%, siendo las muestras 10 y 11 las que tienen los valores más altos de ambos parámetros.

Se observa a partir de los minerales normativos (Tabla 2) que las tonalitas de la zona San Ignacio tienen marcados contrastes respecto al conjunto de rocas félsicas de las zonas La Zacatera y Agua de Higuera. Los contenidos de Q para las rocas de la zona San Ignacio son de 25%, mientras que las rocas de la zona La Zacatera y Agua de Higuera tienen concentraciones que llegan hasta el 36%; la An en la zona San Ignacio es de 36 y 38% a diferencia de la zona La Zacatera y Agua de Higuera cuyos valores de An no superan el 20%.

Como se observa en el diagrama $An-Ab-Or$ de la Figura 13b (O'Connor, 1965), las muestras 1 y 2 de la zona San Ignacio y la muestra 4 de la zona La Zacatera grafican en el campo de la tonalita, sólo la muestra 9 de dicha zona grafica en el campo de las granodioritas.

Por otro lado, las muestras 5 y 6 de la zona La Zacatera y 10, 11 y 12 de la zona Agua de Higuera grafican en el campo del granito (Figura 13b). La presencia de corindón normativo en las zonas La Zacatera y Agua de Higuera define el carácter peraluminoso del conjunto félsico, en contraste con las rocas de la zona San Ignacio y el conjunto máfico en donde cuya composición es metaluminosa.

También se observan diferencias en los valores promedio de $Mg\#$ (Figura 13c), que en las rocas máficas es de alrededor de 58, en las tonalitas de la zona San Ignacio el valor es poco mayor de 50 y en el conjunto félsico de las zonas La Zacatera y Agua de Higuera el promedio es de 38 y 17, respectivamente.

Se utilizaron los diagramas de clasificación de rocas ígneas feldespáticas de (Frost y Frost, 2008). En el diagrama de índice de Fe (Figura 13d), que se utiliza para trazar la historia de fraccionamiento con base en el estado de oxidación del sistema magmático, se observa que las rocas máficas, las tonalitas de la zona San Ignacio y las rocas félsicas de la zona La Zacatera grafican dentro del campo magnesiano, excepto la muestra 5 que es una granodiorita enriquecida en sílice ubicada en el campo ferroano.

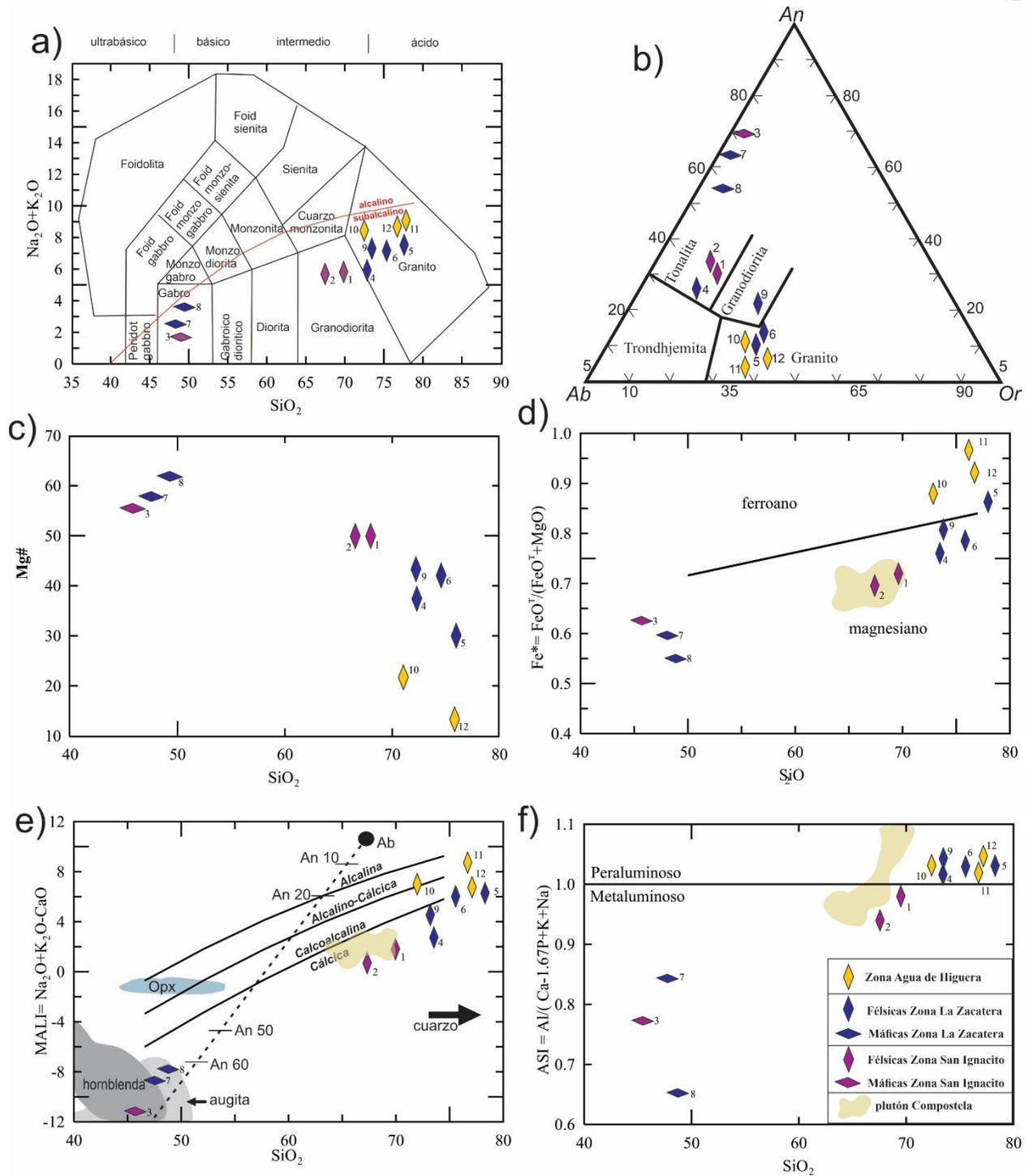


Figura 13. Análisis de elementos mayores para las muestras del batolito San Julián. Los resultados se comparan con los análisis geoquímicos del plutón Compostela, que es el intrusivo oriental del sur del Cinturón Batolítico Peninsular del Cretácico Tardío más cercano a la región de San Ignacio (Torres-Carrillo et al., 2022). a) Diagrama de álcalis totales vs sílice (Middlemost, 1994). Línea de división entre campos alcalino y subalcalino de Irvine y Baragar (1971); b) Diagrama An-Ab-Or para rocas plutónicas (O'Connor, 1965); c) SiO_2 vs Mg#, donde Mg# = fracción molar ($100 * \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO}^T)$), donde $\text{FeO}^T = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, ($\text{FeO} = \text{TiO}_2 + 1.5$); d) diagrama de índice de Fe* contra sílice; e) índice modificado de calcio-álcalis con sílice y f) índice de saturación de aluminio (ASI) vs sílice; diagramas d, e, f fueron tomados de Frost y Frost 2008.

Las tres muestras de la zona Agua de Higuera grafican en el campo ferroano. En el diagrama MALI (Figura 13e), el cual refleja la extracción de los minerales ferromagnesianos y el fraccionamiento de los feldespatos, se observan los siguientes conjuntos: las rocas máficas, tonalitas de la zona San Ignacio y una tonalita y granodiorita de la zona La Zacatera (muestras 4 y 9, respectivamente) se encuentran en el campo cálcico, mientras que el resto del conjunto félsico de las zonas La Zacatera y Agua de Higuera grafican en el campo calcoalcalino.

En concordancia con la clasificación petrográfica, las plagioclasas del conjunto félsico que grafican en los valores más positivos de MALI son principalmente oligoclasa y presentan un mayor contenido de feldespato potásico. En el diagrama ASI que representa el índice de saturación de aluminio (Figura 13f), se observa que las rocas máficas y tonalitas de la zona San Ignacio tienen una naturaleza metaluminosa, a diferencia de las rocas félsicas, con texturas protomiloníticas a miloníticas de las zonas La Zacatera y Agua de Higuera, que grafican en el campo peraluminoso en correspondencia con el corindón normativo (Tabla 2).

En general, las tendencias magnesianas, cálcicas y metaluminosas predominan en las tonalitas de la zona San Ignacio y en las rocas máficas de la zona Zacatera, mientras que las tonalitas y granodioritas de la zona La Zacatera son magnesianas a ferroanas con tendencia cálcica a calcoalcalina, conforme hay mayor enriquecimiento de sílice (muestra 5). Las granodioritas más marginales de la zona Agua de Higuera son ferroanas y enriquecidas en álcalis con tendencia calcoalcalina a alcalino-cálcica.

3.3.2.2 Tierras raras (REE)

Los patrones de REE en rocas ígneas pueden definir la naturaleza química de su fuente y el fundido cristalino en equilibrio durante su evolución. El coeficiente de partición de las fases minerales de la fuente, varía dependiendo la composición del fundido. Por lo tanto, el comportamiento de las REE permite identificar algunos procesos petrogenéticos que han ocurrido en las rocas tales como el tipo de fuente magmática y procesos de diferenciación (Rollinson y Pease, 2021). Para este trabajo las concentraciones de REE (Tabla 2) fueron normalizadas con respecto al meteorito condritico de Nakamura (1974).

En la Figura 14 se presentan los patrones de tierras raras del este del BSJ. Las muestras se dividieron en cuatro conjuntos con base en los pulsos magmáticos identificados: gabros (a y b), tonalitas de la zona San Ignacio (c y d), granodioritas-granitos de la zona La Zacatera con textura protomilonítica (e y f) y granitos

milonitizados de la zona Agua de Higuera (g y h). En la Figura 14a se observa el diagrama de los gabros de la zona La Zacatera y del enclave de gabro en la tonalita de la zona San Ignacio. El patrón de todas es casi horizontal, con un ligero enriquecimiento de las tierras raras ligeras (LREE). Las muestras 3 y 7 se caracterizan por una marcada anomalía positiva de Eu, debido al enriquecimiento en la plagioclasa cálcica ($Eu/Eu^* = 1.4$ y 1.5) y valores casi 3 órdenes de magnitud más bajos en las HREE respecto a la muestra 8 que petrográficamente es una diorita de hornblenda de la zona La Zacatera, la cual no muestra anomalías.

En la Figura 14c se grafican las tonalitas de la zona de San Ignacio que geoquímicamente son magnesianas y cálcicas (Figura 13b), cuyos patrones de tierras raras están fuertemente fraccionados con enriquecimiento en LREE con respecto a las HREE cuyas concentraciones son similares a los gabros 3 y 7. Las relaciones La_N/Yb_N en las tonalitas de la zona San Ignacio son de 8.7 y 9.2, lo que podría implicar el fraccionamiento de granate durante la cristalización fraccionada o un residuo rico en granate en la fuente.

El tercer conjunto identificado corresponde a las granodioritas y granitos de la zona La Zacatera con textura de protomilonitas (Figura 14e). Estas rocas son magnesianas y peraluminosas (Figuras 13d y f). En general presentan tendencias con enriquecimiento de las LREE respecto a las HREE con relaciones La_N/Yb_N entre 9 y 14.4. Sólo la muestra 4, que petrográficamente se clasificó como una tonalita de biotita, presenta la proporción La_N/Yb_N de 34.5, por lo que posiblemente se trate de un pulso tardío.

Respecto a las anomalías de Eu/Eu^* , las muestras 4 y 6 tienen un comportamiento positivo con valores de 1.4 y 1.3, respectivamente, similar a los valores observados en los gabros 3 y 7 (Figura 14a), mientras que la muestra 5 que es una granodiorita de biotita enriquecida en sílice, presenta una marcada anomalía negativa con valor de 0.51. En todo el conjunto se observa un descenso en el Eu y Lu, formando una tendencia cóncava que podría asociarse a la extracción de hornblenda durante el proceso de cristalización fraccionada. En la Figura 14g se graficó el conjunto de granitos de la zona Agua de Higuera que se caracterizan por sus texturas de protomilonita a milonita.

Este conjunto presenta tendencias con ligero enriquecimiento de las LREE respecto a las HREE con relaciones La_N/Yb_N entre 4 y 4.8 y marcadas anomalías negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0.2$ a 0.4). El fraccionamiento de las HREE observado es casi 10 veces mayor que las HREE de las granodioritas y granitos de la zona La Zacatera (Figura 14e). Las anomalías negativas de Eu sugieren que la cristalización de plagioclasa removió dicho elemento en las rocas.

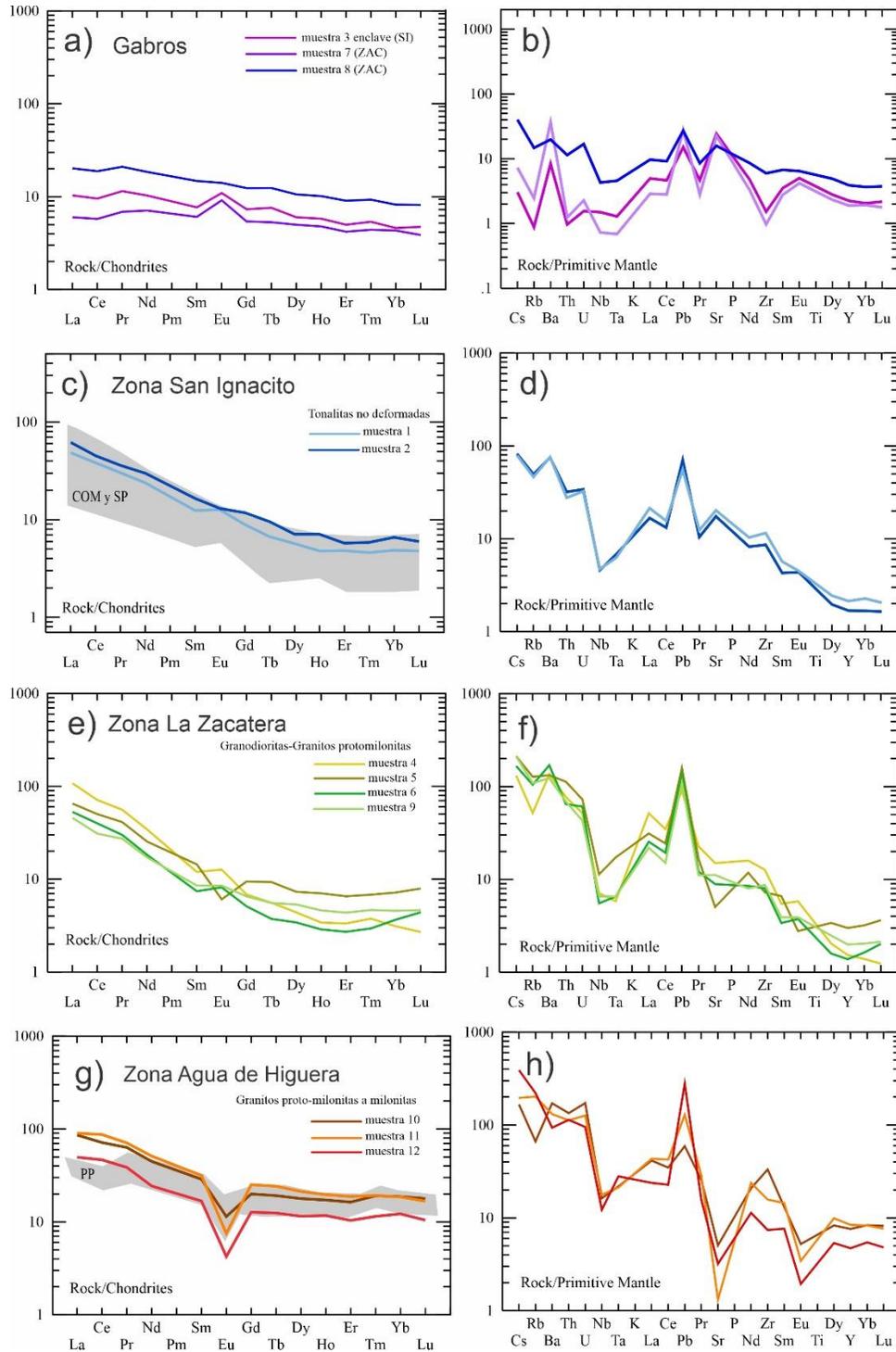


Figura 14. Diagramas de elementos de tierras raras de las muestras del batolito San Julián, normalizados a condritas (Nakamura 1974) y diagramas multielementos normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Las muestras de la zona San Ignacio se comparan con los plutones Compostela (COM) y San Pedro (SP) (Torres-Carrillo et al. 2022), ya que Compostela es el plutón del Cretácico Tardío más cercano a la región y el comportamiento de tierras raras es similar al de los plutones orientales del sur del Cinturón Batolítico Peninsular. Las muestras de la zona Agua de Higuera se comparan con las rocas del plutón Punta Prieta (PP; Torres-Carrillo et al., 2022).

Tabla 2 Geoquímica de roca total de los plutones orientales del batolito San Julián y el plutón San Ignacio. Abreviaturas: AH = zona Agua de Higuera; Bt = biotita, Dio = diorita, Hbl = hornblenda, Grd = granodiorita, Gr=Granito, SI = zona San Ignacio, Ton = tonalita y ZAC = zona La Zacatera.

Muestra	1-V-19	3-V-19	6-V-19	7-V-19	8-V-19	9-V-19	10-V-19	11-V-19	12-V-19	18-V-19	19-V-19	20-V-19
Latitud	3181126	3182582	3185678	3187500	3189965	3190000	3189454	3189403	3189403	3205094	3209012	3203347
Longitud	213765	217438	219893	220646	221390	222806	224367	224523	224523	221540	231034	231951
Zona	SI	SI	ZAC	AH	AH	AH						
Tipo de Roca	Ton bt-hbl		Di hbl	Ton bt	Grd bt	Grd bt	Di hbl	Di hbl	Grd bt	Grd bt	Gr bt	Grd bt
ID	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Óxidos mayores (% en peso)												
SiO ₂	67.89	66.80	45.85	72.38	76.12	74.70	47.65	49.32	72.29	71.05	75.91	75.83
Al ₂ O ₃	16.18	16.20	21.32	14.84	13.02	13.49	20.78	17.93	14.36	15.11	13.02	13.23
Fe ₂ O ₃	3.76	4.29	10.80	3.03	1.66	2.08	10.49	9.83	2.89	3.06	1.86	1.57
MnO	0.08	0.08	0.18	0.05	0.02	0.03	0.18	0.16	0.06	0.03	0.01	0.03
MgO	1.43	1.65	5.93	0.62	0.18	0.45	6.31	6.92	0.78	0.29		0.06
CaO	4.20	4.80	12.55	3.00	1.17	1.75	10.88	10.88	2.53	1.43	0.30	0.79
Na ₂ O	4.16	4.12	2.30	4.25	3.94	3.53	2.82	2.95	3.51	4.72	4.68	4.01
K ₂ O	1.72	1.47	0.11	1.35	3.65	3.56	0.19	0.76	3.18	3.91	4.05	4.32
TiO ₂	0.38	0.42	0.85	0.31	0.15	0.22	0.63	1.04	0.28	0.29	0.11	0.10
Cr ₂ O ₃	0.05	0.04	0.02	0.06	0.05	0.06	0.02	0.04	0.04	0.06	0.04	0.03
P ₂ O ₅	0.14	0.13	0.08	0.10	0.05	0.12	0.06	0.17	0.07	0.05	0.01	0.03
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Elementos Traza (ppm)												
Sc	8.17	9.57	30.33	7.03	6.59	5.29	23.04	38.60	7.56	6.47	6.13	7.29
V	63.89	77.72	326.49	37.84	17.98	33.78	199.05	281.95	56.57	18.78	16.57	17.72
Cr	338.67	300.23	151.04	431.92	399.46	439.13	177.78	305.68	339.61	421.51	342.27	260.46
Co	7.68	9.43	31.47	6.05	2.70	4.10	26.99	29.29	5.57	5.91	1.49	2.42
Ni	15.15	13.61	17.18	11.40	23.30	11.30	25.99	50.01	9.84	16.47	20.10	8.17
Cu	17.69	18.26	64.77	27.16	29.25	22.73	44.79	48.54	32.85	71.65	50.64	33.37
Zn	47.49	56.62	99.48	38.86	25.10	23.27	70.32	83.48	44.40	45.91	33.51	33.22
Rb	31.39	29.45	0.56	33.00	80.84	66.38	1.56	9.33	69.11	42.22	128.36	140.43
Sr	368.08	427.23	513.26	316.14	106.42	187.72	475.06	334.30	235.80	106.84	27.79	67.52
Y	7.67	9.69	10.18	6.96	13.63	6.29	8.59	17.68	9.06	34.61	38.22	21.44
Zr	96.46	129.09	17.06	142.08	81.35	89.93	10.90	66.78	97.65	371.68	176.41	82.90
Nb	3.28	3.36	1.07	5.07	8.07	3.94	0.52	3.06	4.70	11.58	12.65	8.73
Mo	8.67	7.89	3.45	10.65	9.98	10.02	3.74	3.29	8.46	13.27	9.12	7.27
Cs	0.65	0.63	0.02	1.04	1.68	1.32	0.06	0.32	1.67	1.32	1.55	3.08
Ba	524.65	530.83	58.56	947.04	926.66	1185.64	256.71	138.47	860.50	1198.38	915.82	654.64
La	11.51	14.67	3.41	35.54	21.48	17.49	1.98	6.66	15.08	28.40	29.79	16.37
Ce	23.43	27.66	8.24	61.58	43.36	34.47	4.98	16.24	26.74	61.84	75.35	40.31
Pr	2.88	3.42	1.29	6.27	4.61	3.36	0.77	2.35	3.06	7.09	7.93	4.32
Nd	11.12	13.96	6.49	21.61	16.00	11.52	4.47	11.65	10.80	28.20	32.26	15.33
Sm	1.90	2.53	1.56	2.43	2.93	1.51	1.23	2.99	1.73	5.84	6.42	3.40
Eu	0.73	0.76	0.84	0.97	0.47	0.63	0.70	1.08	0.66	0.88	0.58	0.33
Gd	1.83	2.42	2.02	1.89	2.60	1.41	1.49	3.41	1.80	5.51	6.94	3.52
Tb	0.25	0.36	0.36	0.26	0.44	0.18	0.25	0.58	0.26	0.90	1.14	0.59
Dy	1.45	1.80	2.06	1.50	2.51	1.17	1.71	3.62	1.83	6.10	7.29	3.95
Ho	0.27	0.40	0.41	0.24	0.49	0.20	0.33	0.71	0.32	1.20	1.37	0.82
Er	0.80	0.95	1.12	0.75	1.47	0.61	0.94	2.03	0.98	3.67	4.22	2.33
Tm	0.12	0.15	0.16	0.11	0.20	0.09	0.13	0.28	0.14	0.57	0.58	0.34
Yb	0.83	1.12	1.01	0.69	1.58	0.81	0.95	1.80	1.00	4.11	4.09	2.69
Lu	0.12	0.15	0.16	0.09	0.27	0.15	0.13	0.28	0.16	0.61	0.57	0.36
Hf	2.90	3.80	0.66	3.52	2.64	2.48	0.42	1.76	2.84	9.50	5.86	2.66
Ta	0.28	0.26	0.05	0.24	0.70	0.27	0.03	0.19	0.27	0.89	0.87	1.14
Pb	4.99	3.93	1.07	6.41	11.23	9.44	1.97	1.92	7.90	4.20	9.12	19.78
Th	2.72	2.35	0.08	6.55	9.57	5.48	0.11	0.97	5.87	11.41	9.55	9.66
U	0.71	0.68	0.03	1.09	1.53	1.28	0.05	0.35	0.90	3.62	2.66	2.00

Continuación de Tabla 2. Geoquímica de roca total de los plutones orientales del batolito San Julián

Mues- tra	1-V-19	3-V-19	6-V-19	7-V-19	8-V-19	9-V-19	10-V-19	11-V-19	12-V-19	18-V-19	19-V-19	20-V-19
Latitud	3181126	3182582	3185678	3187500	3189965	3190000	3189454	3189403	3189403	3205094	3209012	3203347
Longitud	213765	217438	219893	220646	221390	222806	224367	224523	224523	221540	231034	231951
Plutón	SI	SI	ZAC	AH	AH	AH						
Tipo de Roca	Ton hbl	Ton bt-hbl	Di hbl	Ton bt	Grd bt	Grd bt	Di hbl	Di hbl	Grd bt	Grd bt	Gr bt	Grd bt
ID	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>CIPW</i>												
Q	26.37	25.18	-	35.42	36.6	36.46	0.15	0.3	33.32	25.28	32.57	34.27
or	10.16	8.69	0.65	7.98	21.57	21.04	1.12	4.49	18.79	23.11	23.93	25.53
ab	35.2	34.86	19.46	35.96	33.34	29.87	23.86	24.96	29.7	39.94	39.6	33.93
an	19.92	21.37	47.52	14.23	5.48	7.9	43.48	33.44	12.09	6.77	1.42	3.72
C	0.17	-	-	1.17	0.58	0.94			0.71	0.63	0.42	0.59
di		0.29	9.28				6.68	12.74				
hy	3.56	3.97	9.18	1.54	0.45	1.12	12.62	11.33	1.94	0.72		0.15
ol	-	-	0.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-
mt	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
il	0.12	0.13	0.37	0.05	-0.01		0.37	0.3	0.09		-0.02	0.03
hem	3.76	4.23	10.8	3.03	1.66	2.08	10.49	9.83	2.89	3.06	1.86	1.57
ap	0.32	0.3	0.19	0.23	0.12	0.28	0.14	0.39	0.16	0.12	0.02	0.07
tnt	-	0.86	1.61	-	-	-	1.07	2.16	-	-	-	-
rt	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.37	0.15	0.1
ID	8.14	7.2	-5.31	9.88	13.95	13.07	-4	-3.63	11.63	13.12	14.98	14.8
% An	36.14	38	70.95	25.38	14.11	20.91	64.57	57.26	28.94	14.49	3.47	9.98
Mg#	50.16	49.69	55.20	36.84	30.07	42.39	57.26	61.77	43.80	21.19	0	13.33

Las muestras se graficaron en los diagramas multielementos normalizados al manto primitivo según valores propuestos por Sun y McDonough (1989) (Figuras 14 b, d, f y h). El conjunto de gabros (Figura 14b) presentan enriquecimiento en los elementos móviles Cs, Ba, U, Pb y Sr, siendo dichas anomalías positivas más moderadas en la muestra 8 en comparación con las muestras 3 y 7. Son notables las anomalías negativas en los elementos Rb, Nb-Ta y Zr, este último asociado al fraccionamiento de zircón. Las tonalitas de la zona San Ignacio (Figura 14d) muestran marcadas anomalías positivas de Ba, Pb y moderadas de Sr y Zr, mientras que son empobrecidas en Nb-Ta y Ti. Las granodioritas y granitos de la zona La Zacatera muestran mayor enriquecimiento en elementos móviles y de radio iónico grande (Cs, Ba, U, Pb) respecto al conjunto de la zona SIS y presentan anomalías negativas de Nb-Ta y Sr (Figura 14f). Las granodioritas de la zona Agua de Higuera están fuertemente enriquecidas en Cs, Rb (excepto la muestra 9; Figura 14h), Pb y Zr, mientras que es notable la anomalía negativa de Sr, Eu y Nb-Ta.

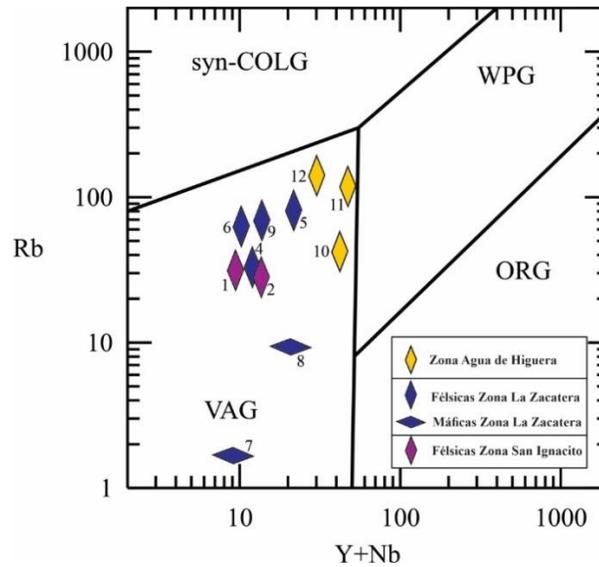


Figura 15. Diagrama de discriminación tectónica de granitos (Pearce et al., 1984). Las muestras del batolito San Jerónimo se agrupan en el campo de los granitos de arco volcánico. Abreviaturas: ORG = granitos de dorsal oceánica; Syn-COLG = granitos sincolisionales; VAG = granitos de arco volcánico; WPG = granitos intraplaca.

En general, las características observadas en los cuatro conjuntos se asocian a magmatismo de zonas de subducción, donde las anomalías negativas de Nb-Ta y el exceso de LILE (elementos de radio iónico grande) se asocian a un manto empobrecido por procesos de fusión parcial (Gill, 2010). En el diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984; Figura 15), todas las rocas plutónicas grafican en el campo de granitos de arco volcánico. Las rocas la zona Agua de Higuera definen un grupo separado del conjunto de las zonas San Ignacio y La Zacatera que muestran valores más bajos de Y+Nb.

Por las similitudes geoquímicas y texturales de los intrusivos de la zona San Ignacio con los plutones orientales del Cretácico Tardío Compostela y San Pedro (Torres- Carrillo et al., 2022), de aquí en adelante serán reconocidos como el plutón San Ignacio, por lo que únicamente las zonas La Zacatera y Agua de Higuera formarán parte del borde oriental del batolito San Julián de ca. 137 Ma.

Tomando en cuenta las diferencias petrográficas, texturales y geoquímicas de las rocas descritas dentro de la zona San Ignacio con respecto a las rocas orientales del batolito San Julián en las zonas La Zacatera y de Agua de Higuera, se considera que dichos intrusivos pueden pertenecer a un plutón discreto más joven que las porciones deformadas del norte, por lo que a partir de este capítulo serán reconocidos como plutón San Ignacio.

3.3.3 Análisis estructural de la secuencia pre-batolítica de la región Agua de Higuera-San Ignacio

La secuencia volcanosedimentaria intrusionada por el batolito San Julián se caracteriza por su textura esquistosa y foliación metamórfica penetrativa con lineamientos marcados por biotita, clorita y porfidoblastos de cuarzo y feldespato principalmente con fábrica sigmoidal. Cerca de la misión de San Borja, la secuencia muestra un plano promedio de foliación metamórfica en $127^{\circ}/79^{\circ}$ con lineaciones ligeramente oblicuas al plano de foliación, cuyo promedio es $165^{\circ}/87^{\circ}$ (Figura 16a.A).

A lo largo del camino de terracería desde La Zacatera hasta Agua de Higuera los granos presentan fábricas S-C (Figura 8c). Las tendencias de las foliaciones metamórficas son persistentes en un plano promedio de $330^{\circ}/61^{\circ}$ en la parte central de la zona con lineaciones en arreglo casi ortogonal a dicho plano hacia NE/SW (Figura 16a.C) indicando una componente de compresión coaxial. Hacia el rancho Agua de Higuera la secuencia de metalavas y metasedimentos interestratificados presenta foliación penetrativa en $326^{\circ}/81^{\circ}$ con lineaciones promedio prácticamente perpendiculares a los planos en $70^{\circ}/76^{\circ}$ (Figura 16a.D).

Las foliaciones magmáticas de las tonalitas de la zona San Ignacio tienen orientaciones con plano promedio de $289^{\circ}/77^{\circ}$ (Figuras 16a.1). Las fábricas magmáticas de la zona La Zacatera se encuentran bien definidas por el alineamiento de minerales, enclaves elongados y bandeamientos composicionales. En los sitios del sur de dicha zona, las orientaciones de las foliaciones magmáticas se orientan en $324^{\circ}/81^{\circ}$ (Figura 16a.2). Conforme se avanza a lo largo del cañón La Zacatera, las orientaciones de las foliaciones cambian progresivamente desde una orientación este-oeste en el sitio 3 ($84^{\circ}/83^{\circ}$; Figura 16a.3) hasta una orientación norte sur del sitio 6 ($190^{\circ}/82^{\circ}$; Figura 16a.6) en donde las rocas intrusivas se encuentran en contacto con la secuencia metavolcánica.

Hacia el este del sitio 6 un dique de composición granítica deformado con porfidoblastos sigmoidales presenta una foliación penetrativa en $359^{\circ}/85^{\circ}$. Hacia el norte en el cañón El Jarazo, el plano promedio de foliación magmática es paralela a la orientación de un dique de composición tonalítica que intrusiona a las dioritas en $150^{\circ}/80^{\circ}$ (Figura 16a.7). Hacia el este en el valle Montevideo y en la sierra Punta de la Cantera las granodioritas y granitos muestran foliación promedio en $315^{\circ}/67^{\circ}$ (Figura 16a.8). En dicha zona las rocas plutónicas están muy deformadas y desarrollan texturas miloníticas.

Las rocas de la región están afectadas por fallas de empuje con componente de desplazamiento lateral. Las mediciones realizadas en 21 sitios se analizaron por separado y con base en los patrones cinemáticos y sus ubicaciones, se agruparon en cuatro conjuntos que permitieron visualizar la cinemática y orientación

de cada falla siguiendo los criterios de Marrett y Allmendinger (1990) (Figura 16b). Se trazó un perfil geológico en dirección SW/NE desde el inicio de la zona San Ignacio hasta la sierra Punta de la Cantera, atravesando perpendicularmente porciones o áreas representativas de cada conjunto de fallas (Figura 16a).

La secuencia plutónica de la zona La Zacatera está afectada por un sistema de fallas laterales dextrales (C-1; Figura 16a). El rumbo del plano de deslizamiento es de $315^{\circ}/86^{\circ}$ con buzamiento hacia el NE y estrías promedio de $17^{\circ}/80^{\circ}$ (Figura 16b). Hacia el norte de la Misión de San Borja a lo largo del camino de terracería hacia el rancho Agua de Higuera, se identificó una zona de falla de empuje con rumbo en $339^{\circ}/85^{\circ}$ (C-2; Figura 16b), buzamiento hacia el este y estrías generalmente ortogonales con respecto al plano de falla, aunque localmente se observaron algunos sitios con cabeceos oblicuos a dicho plano originando una componente lateral izquierda.

Hacia el noroeste en el Valle Montevideo el conjunto de planos de falla C-3 define una zona de falla de empuje con rumbo $141^{\circ}/86^{\circ}$ con promedio de estrías en $147^{\circ}/74^{\circ}$. Las granodioritas y granitos de la sierra Punta de La Cantera están afectadas por las fallas de empuje del conjunto C-4 (Figura 16b) cuya solución arroja un plano $308^{\circ}/72^{\circ}$ con estrías en $91^{\circ}/76^{\circ}$ asociada con un régimen compresional NE/SW con componentes locales de movimientos sinestrales. El mismo cinturón plutónico está cortado por fallamiento lateral derecho de rumbo NE/SW, representado en el punto 8 de la Figura 16a.

Los cambios observados en la geometría y cinemática de los conjuntos podrían pertenecer a un solo sistema de cizalla, considerando procesos de deformación particionada (Carreras et al., 2013), según las competencias reológicas de las secuencias estratificadas suaves con respecto a las cristalinas de los plutones.

En las rocas volcanosedimentarias encajonantes se obtuvo un promedio de la componente principal compresiva en $80^{\circ}/24^{\circ}$, mientras que en las rocas plutónicas es $36^{\circ}/08^{\circ}$ (Figura 16b). Se observa una diferencia de poco más de 40° y valores de *plunge* bajos a moderados, indicando un sistema compresivo orientado NE/SW, dentro del rango observado entre ambos grupos litológicos, con componentes de falla de rumbo.

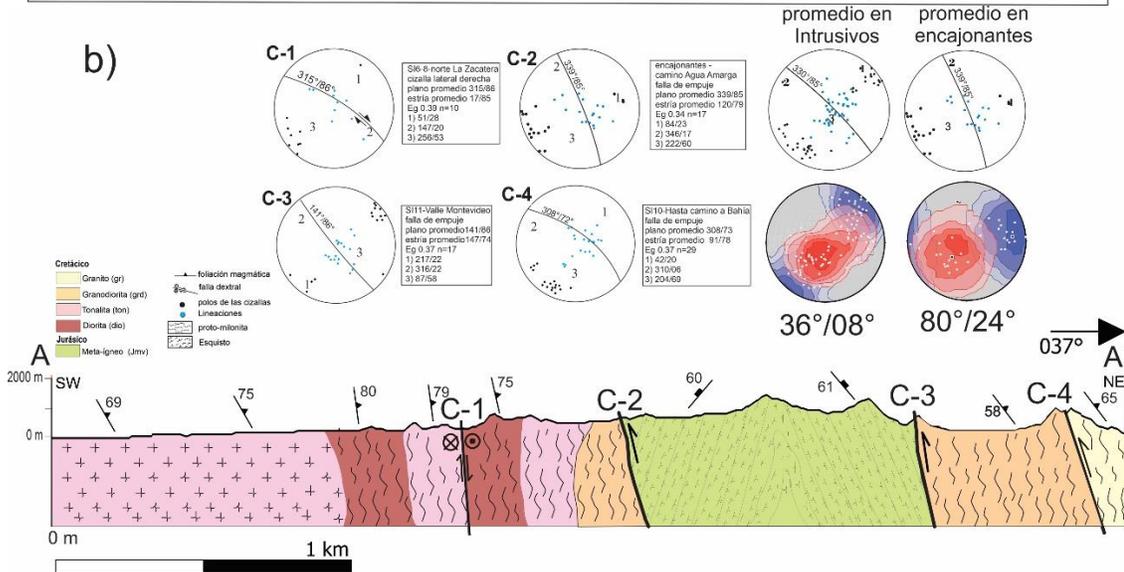
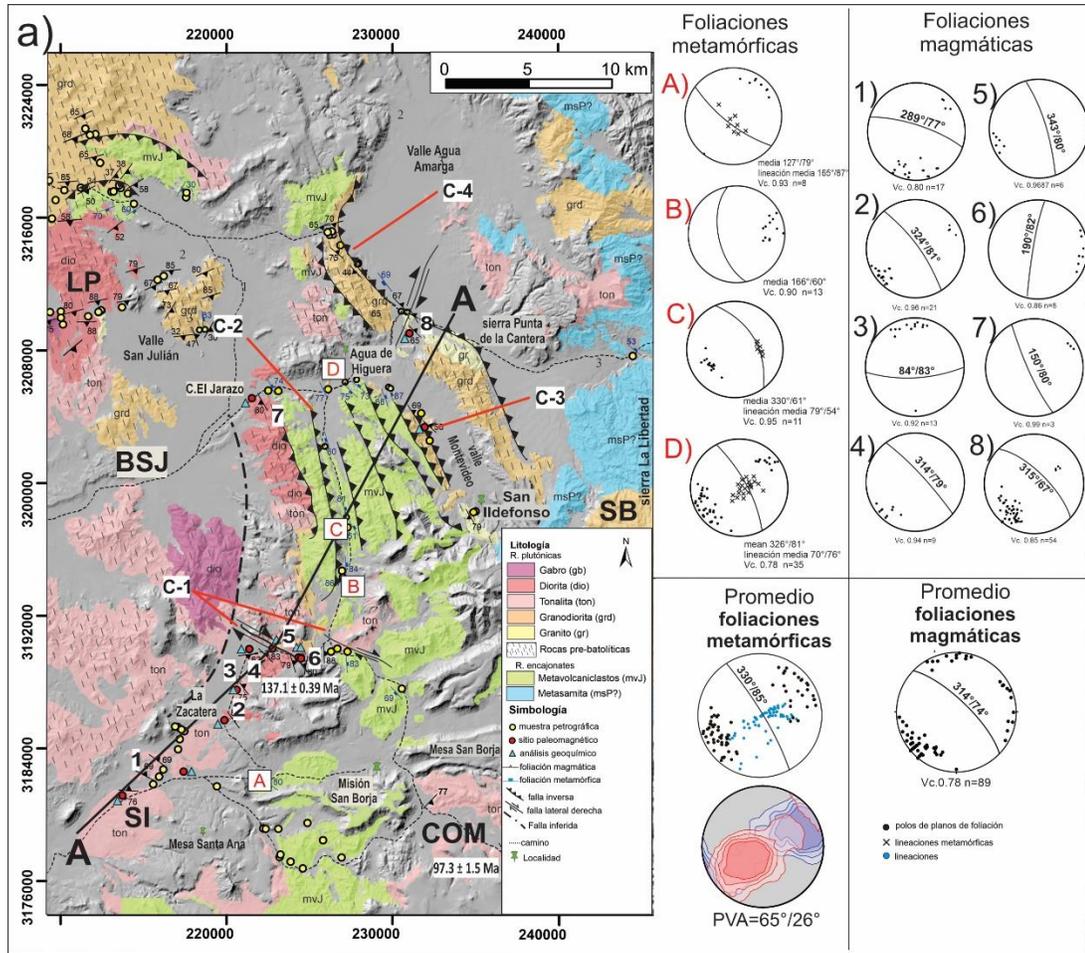


Figura 16. a) Mapa estructural del complejo batolítico San Julián). Las edades U-Pb en zircón son de: a) este estudio; b) Torres-Carrillo et al. (2022). Abreviaturas de plutones: BSJ-batolito San Julián; COM- plutón Compostela; LP- plutón La Primavera; SB- plutón San Borja; SI- plutón San Ignacio; Vc-valor de correlación; PVA-promedio de vector de acortamiento. b) perfil geológico mostrando las características estructurales principales de la región a lo largo de la línea A-A'. La escala vertical se encuentra exagerada al doble de la escala horizontal. Los estereogramas muestran las soluciones de los planos de falla. Los estereogramas de contornos de compresión (azul) y tensión (rojo), resumen el comportamiento general de los vectores de acortamiento principales.

3.3.4 Análisis estructural de la secuencia de arco de islas de la sierra El Arco

Las rocas metavolcánicas y metavolcanosedimentarias de la región de la sierra El Arco (Figura 17a) se caracterizan por estar deformadas dúctilmente. El grado de metamorfismo aumenta desde facies de esquistos verdes (Figura 18a) en el sur de la sierra El Arco, a facies de anfibolita en el noreste de plutón Calmallí, cerca del rancho Las Palomas. La tendencia de la foliación metamórfica en dichas secuencias es hacia el noroeste y se ha definido que la deformación contraccional sucedió antes del emplazamiento de los plutones del Cretácico Tardío (Contreras-López et al., 2018). La geomorfología característica de la sierra El Arco, es paralela a la foliación S_0 , la cual cambia su orientación desde NNW a WNW en los bordes oeste y este de la sierra, respectivamente, según se muestra en los estereogramas A y B de la Figura 17a. Al noroeste de la sierra El Veteado, el promedio de la foliación de las rocas encajonantes jurásicas del plutón Calmallí es de $337^\circ/83^\circ$ (Figura 17a.C).

Las rocas metavolcánicas en el suroeste de la sierra El Arco están afectadas por un sistema de fallas lateral derecho cuyo plano promedio tiene rumbo $313^\circ/66^\circ$ (Figura 17a.1). En el sur de la sierra las cizallas dominantes muestran movimiento dextral a lo largo del plano $160^\circ/75^\circ$ (Figura 17a.2), mientras que el noroeste de la sierra, cerca del rancho El Cañón, la secuencia de rocas ultramáficas e intermedias se ven afectadas por cizallas sinestrales cuyo plano de deslizamiento es $152^\circ/82^\circ$ (Figura 17a.3). En la parte norte de la sierra El Veteado las rocas metavolcanoclásticas y metasedimentarias interestratificadas con horizontes calcáreos (Figura 18b) están cortados por fallas inversas ($258^\circ/48^\circ$; Figura 17a.4) asociadas con compresión orientada según el vector casi perpendicular a las fallas laterales observadas en la sierra El Arco. El plano promedio de las cizallas que afectan la región de El Arco es de $324^\circ/85^\circ$.

Las rocas de arco del Jurásico están intrusionadas por tonalitas y dioritas del plutón Calmallí de ca. 105 y 100 Ma, respectivamente (Contreras-López et al., 2018). El flanco oriental de este plutón está intrusionado por el plutón Piedra Blanca de composición granítica-granodiorítica de ca. 92 Ma, el cual contiene, en su borde oriental, bloques de techo de más de 30 metros de rocas metavolcánicas que pueden ser parte de la secuencia Jurásica de la sierra El Arco (Figura 17a). El promedio de la foliación de dichos bloques de techo o pantallas es $350^\circ/82^\circ$, similar a la orientación de las rocas jurásicas del oeste del plutón Calmallí. Tal similitud sugiere que las porciones fracturadas de la roca encajonante pudieron hundirse dentro de la cámara magmática manteniendo su posición original. En los afloramientos del plutón El Barril, ubicado al este del plutón Piedra Blanca, se han encontrado xenolitos que asociado con con firmas isotópicas similares a las del plutón Calmallí (Contreras-López et al., 2021).

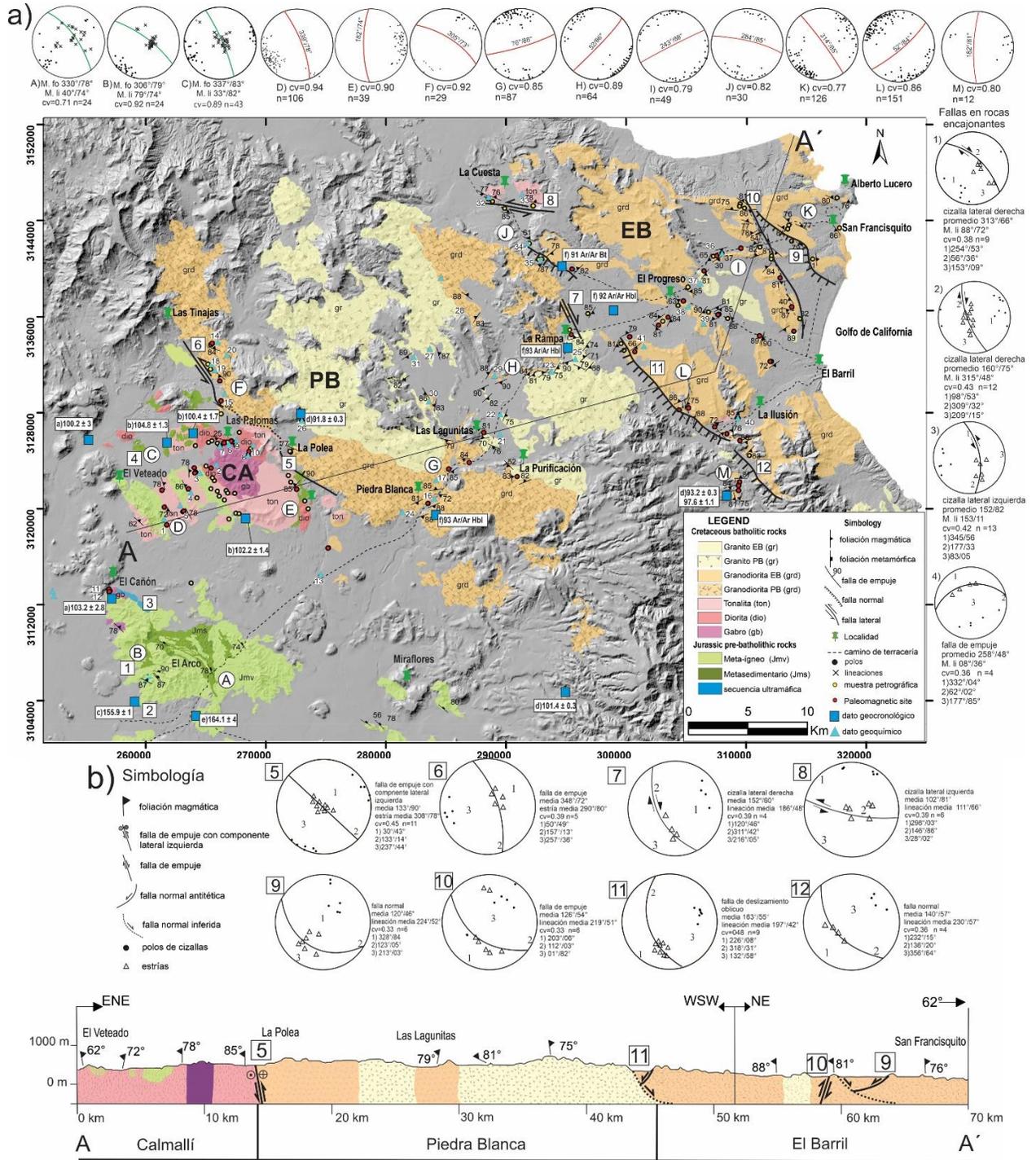


Figura 17. a) Mapa geológico de la sección sur Calmallí-El Barril, se muestran los afloramientos de las rocas del Cretácico Medio: CA: plutón Calmallí; PB: plutón Piedra Blanca y EB: plutón El Barril. Los estereogramas con el plano promedio en color rojo muestran los promedios de foliación magmática de los plutones. Los estereogramas con el plano promedio en color verde muestran la foliación metamórfica de las rocas encajonantes. Referencia de edades U-Pb: a) Kimbrough et al. (2015); b) Contreras-López et al. (2018); Contreras-López et al. (2021a); Contreras-López et al. (2021b); Valencia et al. (2006). Edades Ar-Ar: f) Ortega-Rivera (2003). La ubicación de las muestras de geoquímica se correlaciona con el ID de la Tabla 3; b) Perfil geológico esquemático en donde se observan los principales rasgos estructurales del segmento Calmallí-El Barril a lo largo de la línea A-A'. La escala vertical está exagerada al doble que la escala horizontal, los estereogramas muestran los polos y planos promedio de las soluciones de falla en las rocas plutónicas.

Capítulo 4. Magmatismo del Cretácico en el sur del Cinturón Batolítico Peninsular (115-91 Ma)

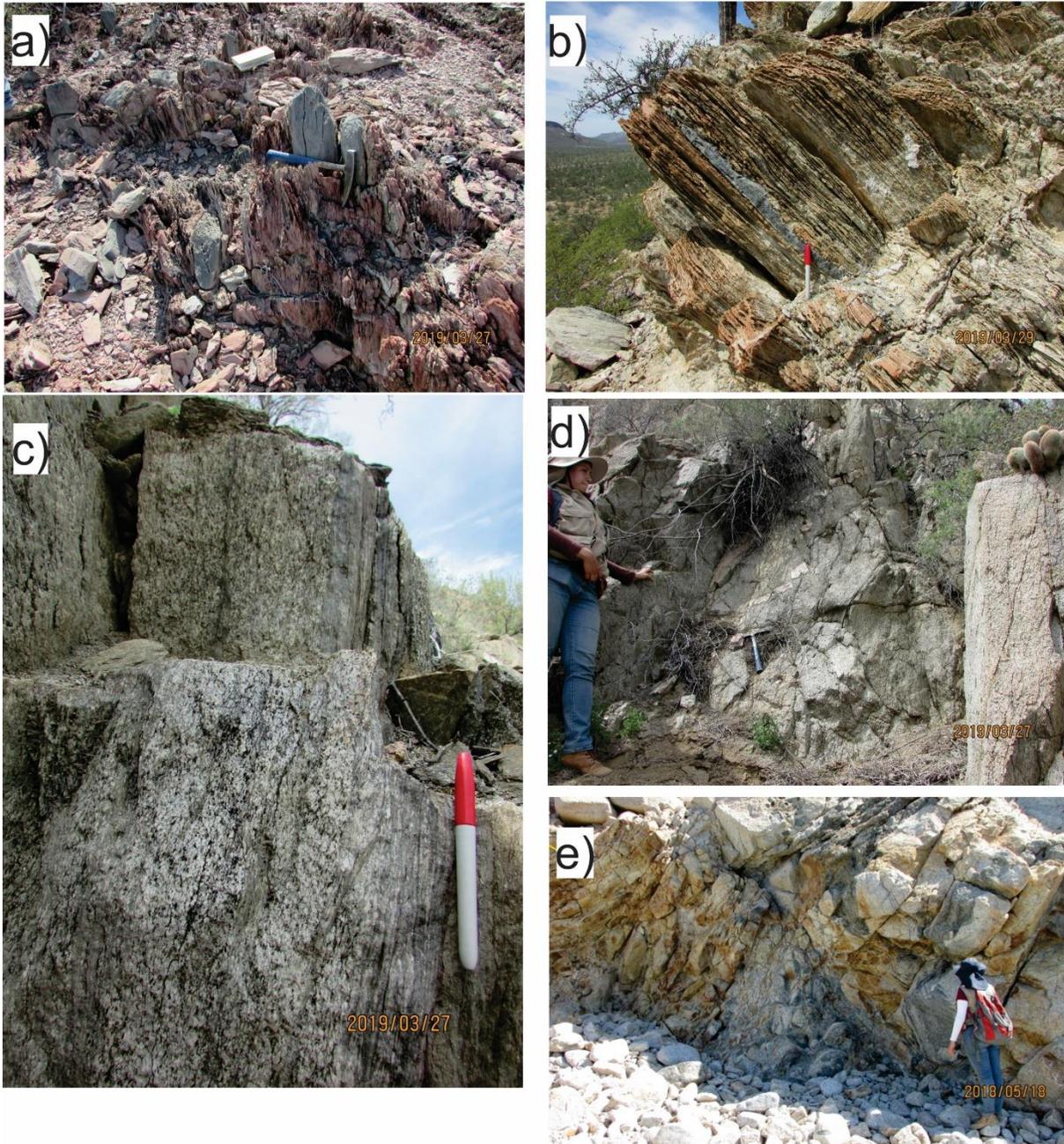


Figura 18. Fotografías de afloramientos representativos y relaciones de campo del área Calmallí-El Barril. a) Afloramiento en la sierra El Arco de calizas de textura esquistosa en con tacto con fragmentos de lava andesítica aboudinada; b) horizontes de meta-areniscas interestratificados con caliza al norte de la sierra El Veteado; c) contacto de aspecto molinítico entre los plutones Calmallí y Piedra Blanca con lineaciones minerales verticales en *stretching*; d) fallas inversas definiendo el contacto litológico entre los plutones Calmallí y Piedra Blanca; e) afloramiento del plutón El Barril, en la bahía cerca de Alberto Lucero, se observa una estructura de expulsión y mezcla de magma por despresurización, cercana al techo del plutón.

El Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) que aflora desde el sur de Los Ángeles, California cerca de la latitud 34° N, hasta la sierra El Arco, Baja California en el paralelo 28° N. Con base en el tipo de basamento que intrusionan los plutones ha sido dividido latitudinalmente en tres sectores (Figura 1a) que de norte a sur son: arco Santiago Peak, arco Alisitos y segmento Nuevo Rosarito-El Arco (Wetmore et al., 2003; Alsleben et al., 2012b; Schmidt et al., 2014; Contreras-López et al., 2021a). El CBP también se divide de manera paralela al eje de la península de Baja California, en dos zonas tomando en cuenta criterios petrológicos, geoquímicos, isotópicos y geofísicos de las rocas plutónicas (Gastil et al., 1993; Schmidt et al., 2002; Torres-Carrillo et al., 2022). La zona occidental consiste en plutones de gabro a tonalita que intrusionan las secuencias de arco del Terreno Alisitos; la zona oriental se caracteriza por plutones tonalíticos a graníticos que, hasta la sierra San Pedro Mártir, están emplazados en las secuencias metasedimentarias del continente de Norteamérica (Figura 2).

Entre ambas zonas se definen de manera discontinua regiones con secuencias prebatolíticas deformadas, algunas veces intrusionadas por plutones del CBP como en las sierras San Pedro Mártir (Johnson et al., 2003) y Calamajué (Alsleben et al., 2014) o la zona del plutón Compostela (Torres-Carrillo et al., 2016). Dichas regiones con características petrológicas transicionales se han identificado como zonas de sutura entre terrenos tectonoestratigráficos como en las montañas Cuyamaca-Laguna al sur de California o sierra San Pedro Mártir en Baja California (Schmidt et al., 2009). Alsleben et al. (2014) sugieren que la zona de acreción tectónica se extiende por más de 800 km a lo largo del CBP. Sin embargo, de estudios recientes en el sur del CBP, se ha concluido que no existen evidencias de la zona de sutura por lo menos desde la región del plutón Compostela hacia el sur (Contreras-López et al., 2021b; Gómez-Alvarez et al., 2022; Torres-Carrillo et al., 2022).

4.1 Los plutones de mediados del Cretácico del extremo sur del CBP

De análisis aeromagnéticos y geológicos de 14 plutones discretos emplazados principalmente en una secuencia de arco jurásica en el sur del CBP, Delgado-Argote et al. (2012) discriminaron tres zonas orientadas hacia el NW. Los plutones occidentales, desde la región de Nuevo Rosarito hasta Calmallí (Figura 2), son normalmente zonados desde gabro a tonalita, su contenido de magnetita es mayor con respecto a la titanomagnetita y producen anomalías magnéticas dipolares. La zona central está constituida principalmente por plutones tonalíticos con proporciones similares de magnetita y titanomagnetita, se caracteriza por formar alineaciones magnéticas de intensidad baja. En la zona oriental no se definen

anomalías magnéticas y los plutones son principalmente granodioríticos a graníticos. Los trabajos más recientes indican que los plutones de la zona occidental tienen un rango de edad entre 131 y 102 Ma (Torres-Carrillo et al., 2022), mientras que los del este se encuentran entre 100 y 92 Ma (Contreras-López et al., 2021b). Los estudios paleomagnéticos realizados por Torres-Carrillo et al. (2016) en un transecto de aproximadamente 60 km en el sur del CBP, desde la costa del Pacífico hacia el interior de la península, en los plutones Punta Prieta, Nuevo Rosarito, San Jerónimo, La Rinconada y Compostela, muestran direcciones paleomagnéticas concordantes y deformación poco significativa indicando que la región se ha mantenido estable desde su emplazamiento. A continuación se describen las principales características petrológicas de algunos plutones que se emplazan en la zona occidental, incluyendo al plutón Compostela, emplazado en una zona con características transicionales.

4.1.1 Plutones de la zona occidental y oriental del sur del CBP

El plutón Punta Prieta es el más occidental de los intrusivos considerados como pertenecientes al CBP. No se reporta que esté deformado y aparentemente intrusióna rocas volcánicas del arco Alisitos del Cretácico (Figura 2). Cerca de esta zona aflora una secuencia volcanoclástica de más de 3,000 m de espesor del Grupo Alisitos (Beggs, 1983), de la cual Fife (1968; en Phillips, 1993) reporta fauna de edad Albiano. La edad de concordia del plutón Punta Prieta es de 131.5 ± 2.4 Ma (Torres-Carrillo et al., 2022) y la serie de pulsos que lo compone varían desde gabro de clinopiroxeno a tonalita de hornblenda \pm biotita. El contenido de óxidos de Fe-Ti modalmente alcanza proporciones de hasta el 3% (Avilez-Serrano, 2012) y el comportamiento magnético del plutón Punta Prieta sugiere que la magnetización reside principalmente en magnetita. Torres-Carrillo et al. (2016) definen paleomagnéticamente una diferencia de inclinación de $-12.9^\circ \pm 7.1^\circ$ y rotación sinistral del $7.1^\circ \pm 10.2^\circ$ respecto al polo de referencia de 130 Ma para Norteamérica.

En la región de Nuevo Rosarito, 32 km al sureste del plutón Punta Prieta (Figura 2) se encuentra el plutón Nuevo Rosarito, el cual está formado por una serie de intrusiones gabróicas a tonalíticas. Las edades de cristalización U-Pb de zircones de una tonalita es de 108.4 ± 2.2 Ma, la cual intrusióna a granitoides de edad Jurásica (ca. 151 Ma) y a una secuencia de rocas metavolcánicas fechada con el mismo método en ca. 140 Ma (Peña-Alonso et al., 2012). Las rocas encajonantes muestran fábricas deformacionales en estado sólido relacionadas con un evento de convergencia que ocurrió antes del emplazamiento del plutón Nuevo Rosarito (Peña-Alonso et al., 2015). El contenido modal de minerales opacos en el plutón Nuevo Rosarito es mayor al 7%, se identificaron como titanomagnetitas principalmente. Los resultados

paleomagnéticos indican una rotación $10.6^\circ \pm 10.5^\circ$ en sentido dextral con diferencias de inclinación de casi $6^\circ \pm 11.9^\circ$ hacia el NE, respecto al polo de referencia de 110 Ma para Norteamérica (Torres-Carrillo et al., 2016).

Los plutones San Jerónimo y La Rinconada ubicados al sur de Nuevo Rosarito (Figura 2) están emplazados en la secuencia volcánica-volcániclastica del segmento Nuevo Rosarito-El Arco. Los análisis paleomagnéticos dirigidos por Torres-Carrillo et al. (2016) indican discordancias poco significativas respecto a sus paleodirecciones de referencia, $-6.7^\circ \pm 13.5^\circ$ para el plutón San Jerónimo y $13.6^\circ \pm 8.6^\circ$ para el plutón La Rinconada comparados con el polo de referencia de 110 Ma para Norteamérica. El plutón San Jerónimo es un cuerpo elongado con orientación N-S compuesto por gabros y dioritas de piroxeno \pm hornblenda en su parte norte y por dioritas y tonalitas de hornblenda \pm biotita en el sur. La edad de cristalización de la diorita es de 116.2 ± 2.0 Ma y en las tonalitas el rango es de 111.3 ± 2.1 a 109 ± 1.9 Ma (U-Pb en zircón; Torres-Carrillo et al., 2022). Las rocas tonalíticas del borde del plutón La Rinconada tienen una de cristalización de 102.4 ± 1.5 Ma (U-Pb en zircón), mientras que en las tonalitas hacia el interior del intrusivo la edad es de 112 ± 2.2 Ma (U-Pb en zircón; Torres-Carrillo et al., 2022).

El plutón oriental Compostela de 97.3 ± 1.7 (U-Pb en zircón; Torres-Carrillo et al., 2022) a lo largo de su borde occidental intrusión rocas volcánicas y volcániclasticas identificadas como parte de la secuencia de arco de islas del Jurásico. Las rocas encajonantes del margen oriental son similares a la secuencia samítica descrita en la región del plutón San Pedro y el plutón El Paraíso (Avilez-Serrano, 2012; Torres-Carrillo et al., 2016). Los afloramientos del plutón Compostela están expuestos más de 100 km^2 y se encuentran en gran parte cubiertos por basaltos y andesitas del campo volcánico San Borja del Mioceno Tardío. Las unidades intrusivas son cuarzo-dioritas, tonalitas y granodioritas, con biotita como mineral dominante y hornblenda en menor proporción (Torres-Carrillo et al., 2022). La foliación magmática está bien desarrollada, con tendencias NW/SE en las porciones suroeste, central y sureste del plutón. En el borde noroeste las foliaciones magmáticas cambian su orientación hacia el NE/SW. Comúnmente se observan enclaves afaníticos elongados y orientados de forma paralela a la foliación magmática (Torres-Carrillo et al., 2022). Presenta bajo contenido de óxidos de Fe-Ti y bajos valores de susceptibilidad magnética. Del análisis de curvas de histéresis Torres-Carrillo et al. (2016) indican la presencia de dos fases magnéticas: magnetita y hematita. Los mismos autores reportan bajos valores en la intensidad del magnetismo natural remanente y una rotación en sentido horario de $16^\circ \pm 16.1^\circ$ sin inclinación aparente de resultados paleomagnéticos.

4.2 Características petrológicas, estructurales y edad de los plutones Calmallí, Piedra Blanca y El Barril.

El plutón Calmallí es el intrusivo máfico más meridional que aflora en el sur CBP. Las rocas encajonantes del plutón Calmallí son parte de la secuencia volcánica y volcanosedimentaria de arco de islas del Jurásico expuestas al este de la sierra El Veteado (Figura 17a). Con excepción del plutón Calmallí y la parte noroeste de la sierra El Arco, la cual contiene rocas ultramáficas serpentinizadas, (Contreras-López et al., 2021a), se observa de los mapas aeromagnéticos (Caballero-Ramírez, 2014; Langenheim et al., 2014) que el extremo sur del CBP, entre El Arco y la costa del Golfo de California, se caracteriza por valores de potencial magnético que varían desde aproximadamente 140 pmGal en el plutón Calmallí a menos de 60 pmGal en la costa oriental (Figura 1c). En esta misma región, Contreras-López et al. (2021b) infieren que el basamento de los plutones Piedra Blanca y El Barril, los cuales contienen colgantes y xenolitos de rocas meta-ígneas similares a las rocas encajonantes del segmento Nuevo Rosarito, podrían ser parte de la secuencia de arco de islas del Jurásico o de una cuenca intra-arco. También basado en edades contrastantes y diferencias petrológicas entre los plutones Calmallí y Piedra Blanca, los últimos autores infieren que los basamentos de los dos plutones podrían tener composiciones y espesores distintos. Los plutones granodiorítico-graníticos Piedra Blanca y El Barril son los más jóvenes del extremo sur del CBP. La edad de cristalización del plutón Piedra Blanca es de 91.8 ± 0.3 , mientras que del plutón más oriental, El Barril, se obtuvo una edad de 93.2 ± 0.3 Ma (U/Pb en zircón; Contreras-López et al. 2021a). De los mismos plutones, Ortega-Rivera (2003), obtuvo edades de enfriamiento (Ar-Ar en hornblenda) de ca. 93 y 92 Ma, respectivamente (Figura 2).

4.2.1. Resultados del plutón Calmallí

El plutón Calmallí es un intrusivo concéntricamente zonado constituido principalmente por unidades gabbro-dioríticas en el centro y tonalitas hacia sus márgenes (Figura 17a). Este plutón es un cuerpo elongado orientado hacia el NW, paralelo a las estructuras regionales asociadas a la deformación de las rocas encajonantes metamorfizadas, así como al contacto con el plutón Piedra Blanca en su margen este. Hacia el oeste aflora de forma discontinua a lo largo de 9 km desde su núcleo máfico hasta el sureste de la sierra El Veteado (Figura 17a). En el núcleo máfico del plutón Calmallí destacan las estructuras anidadas cuyo diámetro tiene un rango desde decenas a algunos cientos de metros. Del estudio petrográfico se observó que las composiciones modales varían desde gabbro a tonalita siguiendo la tendencia cálcica de las sierras

peninsulares según Frost y Frost (2008; Figura 19a). El núcleo del plutón está compuesto por gabros de dos piroxenos y de ortopiroxeno \pm hornblenda (Figura 20a), los cuales están localmente intrusionados por diques dioríticos. Su periferia está principalmente formada por tonalita de biotita-hornblenda. Las rocas máficas más cercanas a la estructura interpretada como de aspecto cilíndrico vertical se caracterizan por foliación magmática débilmente marcada (Figura 17b). En contraste, las tonalitas se caracterizan por tener una foliación magmática bien definida orientada hacia el NW y paralela al patrón de deformación de las rocas metamórficas (Figuras 17a.D y E). La serie magmática del plutón CA es magnésiana y metaluminosa (Figuras 21b y 21c). Las rocas gábricas son calco-alcalinas y las dioríticas tienen una tendencia más cálcica (Figura 21d). Contreras-López et al. (2018) reportan edades de cristalización de U-Pb en zircón en un rango de 99.6 ± 1.7 Ma en una diorita a 104.8 ± 1.6 Ma en tonalita, indicando un periodo de emplazamiento de al menos 5 Ma. Del margen occidental del plutón CA, hasta la punta noroeste de la sierra El Arco y el rancho El Cañoncito en la parte norte de la sierra El Veteado (Figura 17a), Kimbrough et al. (2015) obtuvieron edades U-Pb en zircón de dos gabros, 103.2 ± 2.8 y 100.2 ± 3 , respectivamente. Los gabros no deformados cerca del rancho El Cañón intrusionan una secuencia máfica-ultramáfica intensamente deformada (Ojeda-García, 2016), por lo que fueron incluidos en el análisis paleomagnético del plutón Calmallí.

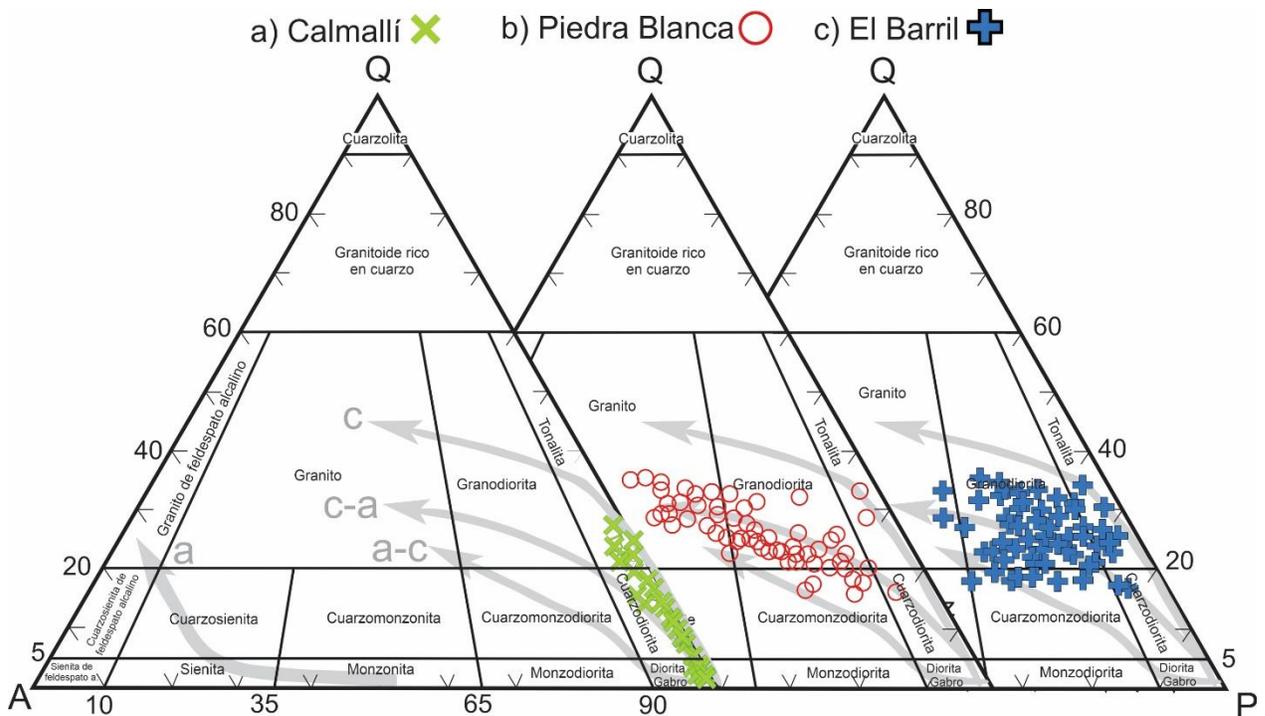


Figura 19. Diagramas de clasificación modal QAP de Streckeisen (1976) y clasificación plutónica de Le Maitre et al. (2002) en donde se observan: a) 39 muestras del plutón Calmallí tomadas de Gómez-Alvarez et al. (2022), b) 60 del plutón Piedra Blanca y c) 61 muestras del plutón El Barril. Las líneas grises representan las tendencias de las series de Frost y Frost (2008): c=cálcica; c-a=calci-alcalina; a-c=alcalino-cálcica; a=alcalina.

4.2.2 Resultados del plutón Piedra Blanca

De la interpretación de imágenes satelitales Landsat 8, el plutón Piedra Blanca se define como un cuerpo elongado con orientación NW-SE de aproximadamente 450 km². Los afloramientos están bien expuestos a lo largo del camino del rancho Piedra Blanca al sitio La Rampa que se localiza en el límite oeste del bloque de techo de El Barril, el cual tiene una topografía baja y se interpreta como parte del Escarpe Principal del Golfo. Dicho escarpe separa una zona con altitud mayor a 600 m.s.n.m del lado oeste, del terreno de la zona costera de El Progreso-El Barril cuya altitud es menor a 400 m.s.n.m (Figura 17a).

El estudio de la composición modal del plutón Piedra Blanca muestra que está formado principalmente por granodiorita de biotita y granito de biotita con trazas de muscovita (Figura 20b). Las unidades granodioríticas en los bordes oeste-suroeste, cerca de los ranchos Las Tinajas (al noroeste del plutón), Piedra Blanca y La Purificación, muestran una foliación débil y contenido de minerales máficos mayor al 30% (Anexo 1). La parte central del plutón está constituida principalmente por granitos con textura isotrópica y de composición mineralógica homogénea. En el diagrama QAP de la Figura 19b la mayoría de las muestras siguen una tendencia calco-alkalina definida por el batolito de Toulumne de Frost y Frost (2008). En el diagrama TAS (Figura 21a), las rocas del plutón Piedra Blanca grafican en los campos de granodiorita y granito, excepto por una cuarzo-diorita cercana al Rancho Piedra Blanca (muestra 23; Figura 17a; Tabla 3). Con base en los diagramas de clasificación de Frost y Frost (2008), las rocas del plutón Piedra Blanca son magnesianas, con una tendencia general calco-alkalina para las rocas menos silíceas, a cálcica para las unidades graníticas (Figuras 21b y 21c). En el diagrama ASI (Figura 21d) las rocas muestran una tendencia de metaluminosa a peraluminosa conforme se incrementa el contenido de SiO₂. Contreras-López et al. (2021b) reportan edades de cristalización U-Pb en zircón de 91.9 ± 0.6 Ma de un granito del norte del rancho La Polea (Figura 17a), mientras que las edades de enfriamiento (Ar-Ar) en hornblenda de Ortega-Rivera (2003) son de ca. 93 en el sur y oriente del plutón (Figura 2).

La foliación magmática del plutón Piedra Blanca se caracteriza por describir patrones concéntricos y elípticos que le dan un aspecto de domo (Figuras 17a.F, G y H). El contacto entre el plutón Piedra Blanca y las tonalitas del plutón Calmallí, cerca del rancho La Polea, está definido por planos de foliación verticales formados por acortamiento horizontal y lineaciones verticales (Figura 18c). La solución cinemática de dichos planos indican un contacto por falla de empuje con rumbo de deslizamiento en 133°/90° formada durante el emplazamiento del plutón Piedra Blanca del este (Figuras 17b5 y 18d). La foliación magmática del plutón Calmallí cerca del contacto preserva su orientación original (Figura 17a.E).

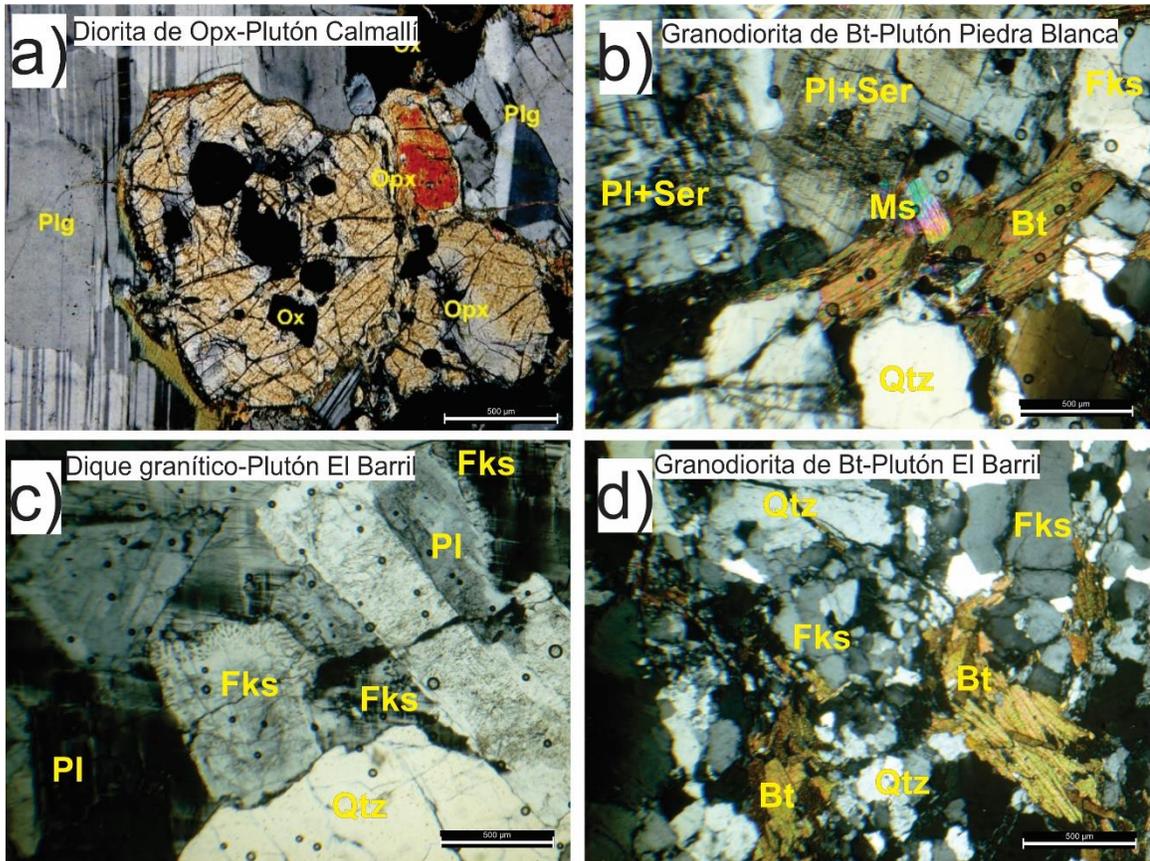


Figura 20. Microfotografías representativas de los plutones de la sección Calmallí-El Barril del sur del Cinturón Batolítico Peninsular. a) Diorita del plutón Calmallí con plagioclasas cálcicas tabulares y ortopiroxeno con intercrecimiento de óxidos; b) mineralogía típica de las granodioritas del plutón Piedra Blanca con plagioclasas con alteración selectiva, cristales de biotita, feldespato potásico y trazas de muscovita; c) dique granítico con feldespato potásico de bordes mirmequíticos y algunas microclinas; d) granodiorita del plutón El Barril con biotitas fracturadas definiendo foliación menor y se observan cierta disminución de tamaño de grano en cuarzo. Abreviaturas: Bt=biotita; Fks=feldespato potásico; Ms=muscovita; Opx=ortopiroxeno; Ox=óxido; Pl=plagioclasa; Qtz=cuarzo; Ser=sericita.

Al noroeste del rancho Las Palomas, el plutón Piedra Blanca aparentemente intrusión rocas metasedimentarias similares a las encajonantes del plutón Calmallí, definiendo una falla de empuje con plano promedio en $348^{\circ}/72^{\circ}$, paralelo a la foliación magmática (Figura 17b6). En el margen oriental del plutón Piedra Blanca las relaciones de contacto no se observan. Sin embargo, se infiere que el contacto con el plutón El Barril está definido por una zona de dislocación por deslizamiento en el noroeste de dicho plutón, en un estado reológico parcialmente fundido en la región de la corteza rígida (Marsh, 2007). Dicha zona de dislocación contiene estructuras de cizalla pobremente definidas de las cuales se interpreta un plano rígido de deformación a lo largo del plano promedio $152^{\circ}/60^{\circ}$, asociado con deformación compresiva debida al emplazamiento del plutón El Barril respecto al plutón Piedra Blanca (Figura 17b7).

Tabla 3 Geoquímica de roca total de los plutones Calmallí (CA), Piedra Blanca (PB) y El Barril (EB). Las muestras con asterisco (*) fueron tomadas de Contreras-López et al (2018; 2021b). Abreviaturas: Bt: Biotita; Dio: diorita; Hbl: hornblenda; Gb: gabro; Grd: granodiorita; Gr: Granito; Opx: ortopiroxeno; Px: piroxeno; Qtzd: cuarzodiorita y Ton: tonalita

ID	Muestra	Norte	Este	Plutón	Tipo de roca	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Total
1*	SOM-1	3118631	261723	CA	Ton Bt-Hbl	55.69	15.89	8.48	0.14	3.69	7.30	2.66	1.29	0.81	0.11	96.05
2*	SOM-4	3123369	265413	CA	Gb Px	49.63	17.72	9.87	0.17	7.02	10.06	2.21	0.11	0.84	0.05	97.69
3*	SOM-6	3123040	264140	CA	Qtzd Bt-Hbl	58.51	16.65	6.98	0.13	2.31	6.42	3.34	0.74	0.68	0.16	95.92
4*	SOM-8	3121636	263537	CA	Qtzd Bt-Hbl	57.19	16.56	8.00	0.14	2.53	6.47	3.15	0.90	0.84	0.17	95.96
5*	18-II-13	3119735	263087	CA	Qtzd Bt-Hbl	56.93	16.03	7.79	0.14	3.04	6.85	3.22	0.94	0.77	0.14	95.84
6*	11-III-15	3125517	266781	CA	Gb-Hbl	50.05	17.96	10.11	0.20	5.00	8.54	3.24	0.29	0.88	0.20	96.47
7*	37-II-15	3125223	266145	CA	Gb-Hbl	50.24	18.49	9.20	0.19	4.65	8.71	3.39	0.29	0.97	0.19	96.32
8*	1-X-14	3124447	268509	CA	Dio Opx-Hbl	50.78	17.80	9.44	0.19	4.67	8.75	3.21	0.39	0.97	0.19	96.40
9*	3-X-14	3125299	267504	CA	Dio Hbl	51.65	17.48	8.74	0.19	5.05	8.83	3.11	0.39	0.87	0.19	96.50
10*	2-X-14	3124962	268719	CA	Qtzd Bt-Hbl	58.95	15.33	6.48	0.10	2.86	5.90	3.43	1.33	0.67	0.19	95.24
11*	SOM 10	3113281	256906	CA	Gb	48.09	20.48	3.81	0.11	10.34	14.26	1.38	0.03	0.09	0.01	98.59
12*	SOM 11	3113083	256932	CA	Gb	50.91	14.32	4.97	0.12	12.88	15.09	0.76	0.03	0.11	0.01	99.21
13	27-II-14	3133665	265423	PB	Grd Bt	66.37	14.59	2.46	0.04	0.72	2.79	4.15	2.15	0.33	0.10	93.70
14	24-II-14	3127882	266246	PB	Grd Bt	62.90	16.39	3.36	0.03	0.95	3.34	4.47	1.72	0.46	0.20	93.81
15	9-XI-15	3120419	283513	PB	Grd Bt	61.72	15.12	4.40	0.10	1.91	4.50	3.73	2.01	0.57	0.19	94.26
16*	10-XI-15	3123285	285202	PB	Gr	72.4	14.3	1.8	0	0.6	2.3	4	2.8	0.2	0.1	98.5
17*	25-II-14	3131764	265062	PB	Grd Bt	68.48	15.96	2.89	0.05	0.95	3.1	4.18	2.3	0.4	0.16	98.47
18*	26-II-14	3132018	265161	PB	Grd Bt	69.3	15.96	2.67	0.03	0.65	3.41	4.47	1.41	0.38	0.1	98.38
19*	29-II-14	3133605	266546	PB	Grd Bt	71.87	14.57	1.79	0.03	0.51	2.19	3.94	3.17	0.21	0.07	98.35
20	7-IX-17	3125631	288899	PB	Grd Bt	66.27	16.42	4.41	0.09	2.12	4.8	4.22	1.8	0.58	0.16	100.87
21	16-IX-17	3127798	289530	PB	Gr Bt	74.96	13.33	1.54	0.05	0.51	1.68	3.63	3.88	0.15	0.03	99.76
22	20-IX-17	3131545	293842	PB	Grd Bt	65.25	16.5	3.95	0.08	1.83	4.53	4.49	2.11	0.61	0.18	99.53
23	2-IV-18	3119602	282691	PB	Qtzd Bt-Hbl	58.17	16.16	6.9	0.07	4.35	6.43	3.55	1.86	0.91	0.18	98.58
24	24-IV-18	3132275	295783	PB	Gr Bt	66.67	16.48	3.35	0.06	1.57	3.94	4.49	2.44	0.52	0.16	99.68
25	15-III-15	3127320	272970	PB	Gr Bt	73.86	14.21	1.62	0.04	0.47	2	4.02	2.96	0.19	0.06	99.43
26	11-IX-17	3133146	284016	PB	Gr Bt	73.52	13.56	0.89	0.01	0.23	1.42	3.84	4.51	0.07	0	98.05
27	13-IX-17	3137415	286549	PB	Grd Bt	72.13	15.17	2.08	0.05	0.76	2.38	4.39	3.33	0.29	0.08	100.66
28	15-IX-17	3131099	288808	PB	Grd Bt	72.78	15.52	2.1	0.04	0.86	2.86	4.54	2.77	0.3	0.1	101.87
29	9-IV-18	3129098	283870	PB	Gr Bt	70.57	14.86	1.83	0.03	0.02	2.51	4.54	2.68	0.25	0.08	97.37
30	15-IV-18	3132698	282303	PB	Grd Bt	72.16	14.07	1.35	0.01	0.44	1.92	4.12	3.23	0.01	0.03	97.34
31	22-IX-17	3145798	288513	EB	Ton Bt	68.37	16.22	3.28	0.05	1.52	3.91	4.58	2.35	0.47	0.14	100.89
32	25-IX-17	3145221	292233	EB	Ton Bt-Hbl	68.37	15.91	3.24	0.05	1.5	3.81	4.69	2.05	0.51	0.13	100.26
33	27-IX-17	3142093	291934	EB	Grd Bt	68.48	16.23	3.32	0.05	1.39	3.88	5.07	1.61	0.54	0.14	100.71
34	29-IX-17	3140750	292737	EB	Grd Bt	70.94	15.29	2.15	0.04	0.82	2.61	4.47	3.07	0.3	0.07	99.76
35	39-IX-17	3141270	307993	EB	Grd Bt	71.97	14.56	2.56	0.04	1.06	2.35	3.58	4.39	0.36	0.12	100.99
36	41-IX-17	3138455	305135	EB	Ton Bt	69.81	16.01	2.61	0.04	1.19	3.45	4.71	2.41	0.43	0.12	100.78
37	1-IV-17	3137308	304769	EB	Gr Bt	72.15	14.28	2.08	0.04	0.7	2.27	3.59	4.06	0.25	0.1	99.52
38	2-IV-17	3136155	307646	EB	Grd Bt	70.49	15.18	2.78	0.05	1.02	3.09	4.59	2.29	0.36	0.14	99.99
39	4-IV-17	3127537	309316	EB	Ton Bt	67.49	15.97	3.92	0.07	1.63	3.75	3.69	2.88	0.5	0.14	100.04
40	16-IV-17	3134314	300287	EB	Grd Bt	70.81	15.25	2.24	0.04	0.75	2.52	4.46	2.68	0.34	0.14	99.23

4.2.3 Resultados del plutón El Barril

El plutón El Barril tiene más de 400 km², y está formado por múltiples intrusiones de composición modal principalmente granodiorítica a granítica (Figura 17a y 19). En el diagrama QAP, la serie magmática del plutón El Barril grafica en su gran mayoría en el campo de la granodiorita y, en cantidades considerables, en los campos de la tonalita, cuarzomonzodiorita, granito y cuarzodiorita (Figura 19c). Los minerales máficos son biotita con hornblenda en menor proporción. Contreras-López et al. (2021b) reportan una edad de cristalización (U-Pb en zircón) de 93.1 ± 0.5 Ma de una granodiorita del sur del plutón. Las edades de enfriamiento ⁴⁰Ar/³⁹Ar de biotita (edad de meseta) obtenidas por Ortega-Rivera (2003) del noroeste del plutón se encuentran dentro de un rango de ca. 90 a 91 Ma. Las unidades granodioríticas del batolito están cortadas por intrusiones graníticas en forma de crestas con alto contenido de feldespatos potásico, cuyos bordes llegan a desarrollar mirmequitas y en ocasiones se encuentran como microclina (Figura 20c). Estas estructuras de hasta 7 km de longitud, están intrusionadas a su vez por pegmatitas con muscovita y cristales grandes de magnetita. Ocasionalmente se observa disminución de tamaño de grano en las unidades granodioríticas más cercanas a los diques (Figura 20d). El emplazamiento de estos diques sucedió en arreglos ortogonales o en echelon, mostrando una tendencia marcadamente paralela con respecto a la foliación promedio 243°/88° observada en distintos stocks en la parte central del plutón, cerca de Bahía San Francisquito (Figura 17a.I).

En el borde noroeste del plutón El Barril, en la zona de La Cuesta (Figura 17a), las tonalitas están afectadas por una falla de desplazamiento lateral izquierdo (102°/81°; Figura 17b.8) en la zona de acomodamiento San Rafael definida por (Axen, 1995). La orientación de la foliación magmática en esta zona promedia en 284°/85° (Figura 17a.J), sugiriendo que esta zona es parte del borde norte del plutón El Barril. En la costa del Golfo de California, hacia el oeste de Bahía San Francisquito, un sistema de fallas antitéticas al sistema extensional del Escarpe del Golfo tienen un rumbo de deslizamiento en 120°/46° (Figura 17b.9).

Las granodioritas cercanas a Bahía San Francisquito tienen una foliación promedio de 314°/85° (Figura 17a.K) delimitando el borde noreste del plutón El Barril. En la bahía del sitio Alberto Lucero, una estructura subvertical en forma de embudo constituida por granodiorita y granito brechadas, zonas de mezcla con enclaves máficos (*mingling* y *schlieren*) sugiere una región cercana al techo del plutón (Figura 18e) donde ocurre ascenso rápido de magma en el frente de solidificación (Marsh, 2007). Desde la costa del Golfo, aproximadamente 10 km hacia el oeste, el movimiento ascendente del plutón desarrolló fallas de empuje con buzamiento hacia el SW a lo largo de un plano promedio orientado en 126°/54° (Figura 17b.10). Al

oeste de la localidad San Francisquito una intrusión granodiorítica en forma de cresta de 7 km de longitud con orientación este-oeste, está delimitada por el emplazamiento de diques pegmatíticos, lo que es una característica común en la mayoría de las crestas observadas en la región con fallas de empuje orientadas en 310° con buzamientos subhorizontales hacia el NE. Hacia la localidad El Barril la foliación (Figura 17a.I) y los planos de cizalla indican una dirección de emplazamiento a lo largo de un plano promedio $243^\circ/88^\circ$.

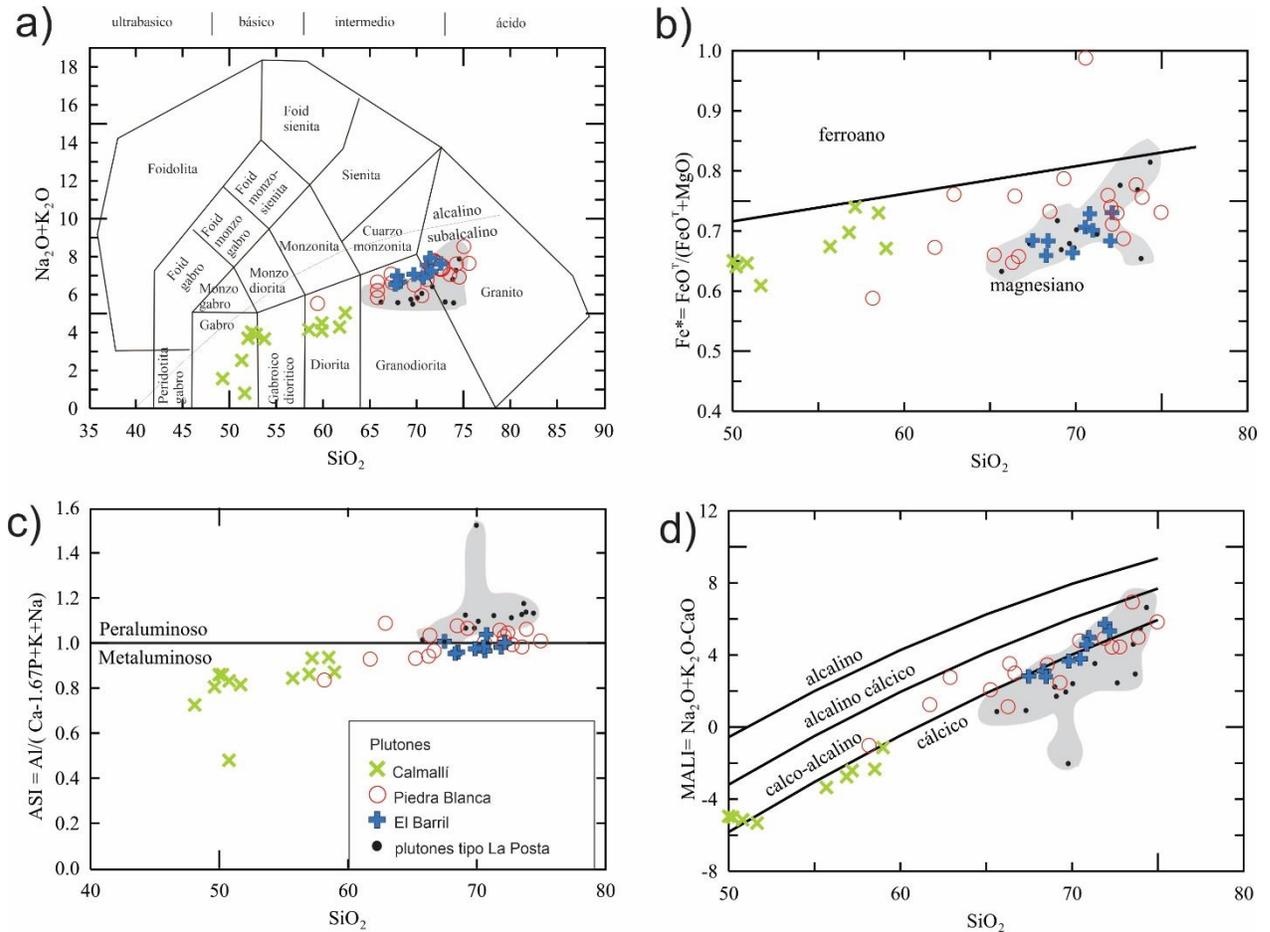


Figura 21. Análisis geoquímicos de elementos mayores de los plutones Calmallí, Piedra Blanca y El Barril (Contreras-López et al., 2018; 2021b y este estudio). Los resultados fueron comparados con los análisis geoquímicos de los plutones tipo La Posta de Walawender et al. (1990) (La Posta, El Topo, Laguna Juárez y San Pedro Mártir) indicado por los puntos negros y área de color gris. a) diagrama álcalis total contra sílice (Middlemost, 1994), se observa el rango composicional de los plutones. La línea de división entre los campos alcalino y subalcalino es de Irvine y Baragar (1971); b) en el diagrama de índice de Fe^* vs sílice se observa que todas las muestras son magnesianas, excepto una muestra del plutón Piedra Blanca; c) en el diagrama ASI se muestra la naturaleza metaluminosa del plutón Calmallí y la tendencia creciente peraluminosa de las muestras de Piedra Blanca y El Barril, conforme aumenta la cantidad de sílice presente; d) el diagrama MALI muestra que las tendencias principales son cálcica y calco-alcalina. Los diagramas Fe^* , ASI y MALI son de Frost y Frost (2008).

Al sur del plutón El Barril dos cuerpos o *stocks* importantes de composición granodiorítica se ubican al sur de los ranchos El Progreso y La Ilusión (Figuras 17a.L y M, respectivamente). Ambos intrusivos muestran foliaciones magmáticas bien definidas y en sus márgenes suroccidentales se desarrolla un sistema de dos fallas normales, una con deslizamiento oblicuo sinistral en el plano $163^{\circ}/55^{\circ}$ (Figura 17b.11) y la otra con deslizamiento ortogonal al plano $140^{\circ}/57^{\circ}$ (Figura 17b.12). Esta zona aparentemente es el límite suroeste del plutón El Barril que está en contacto con el plutón Piedra Blanca por la zona de falla del escarpe que se extiende hacia el sureste de La Rampa (Figura 17a).

En el diagrama TAS, la serie magmática del plutón El Barril grafica en los campos de la granodiorita y granito, en la parte superior del área formada por algunos plutones tipo La Posta (Figura 21a). Todas las muestras, con base al índice de Fe^* son magnesianas (Figura 21b) y, en el diagrama ASI, el conjunto grafica en el límite metaluminoso-peraluminoso, en donde se separan de los plutones tipo La Posta (Figura 21c). De acuerdo con el diagrama MALI las granodioritas son cálcicas, mientras que los granitos son calcialcalinos (Figura 21d).

Capítulo 5. Análisis magnético y paleomagnético del sur del CBP

Probablemente los estudios aeromagnéticos más sobresalientes de los últimos años en el CBP son los análisis regionales de Langenheim y Jachens (2003) y Langenheim et al. (2014). Los contrastes fuertes de los gradientes magnéticos coinciden con las variaciones composicionales del borde occidental y oriental del CBP. Dicho gradiente se extiende hasta el sur de la península y, de norte a sur, se observan variaciones que podrían coincidir con diferentes bloques identificados por diferencias estructurales y litológicas en las secuencias de arco que encajonan a los plutones de Cretácico (Figura 1c).

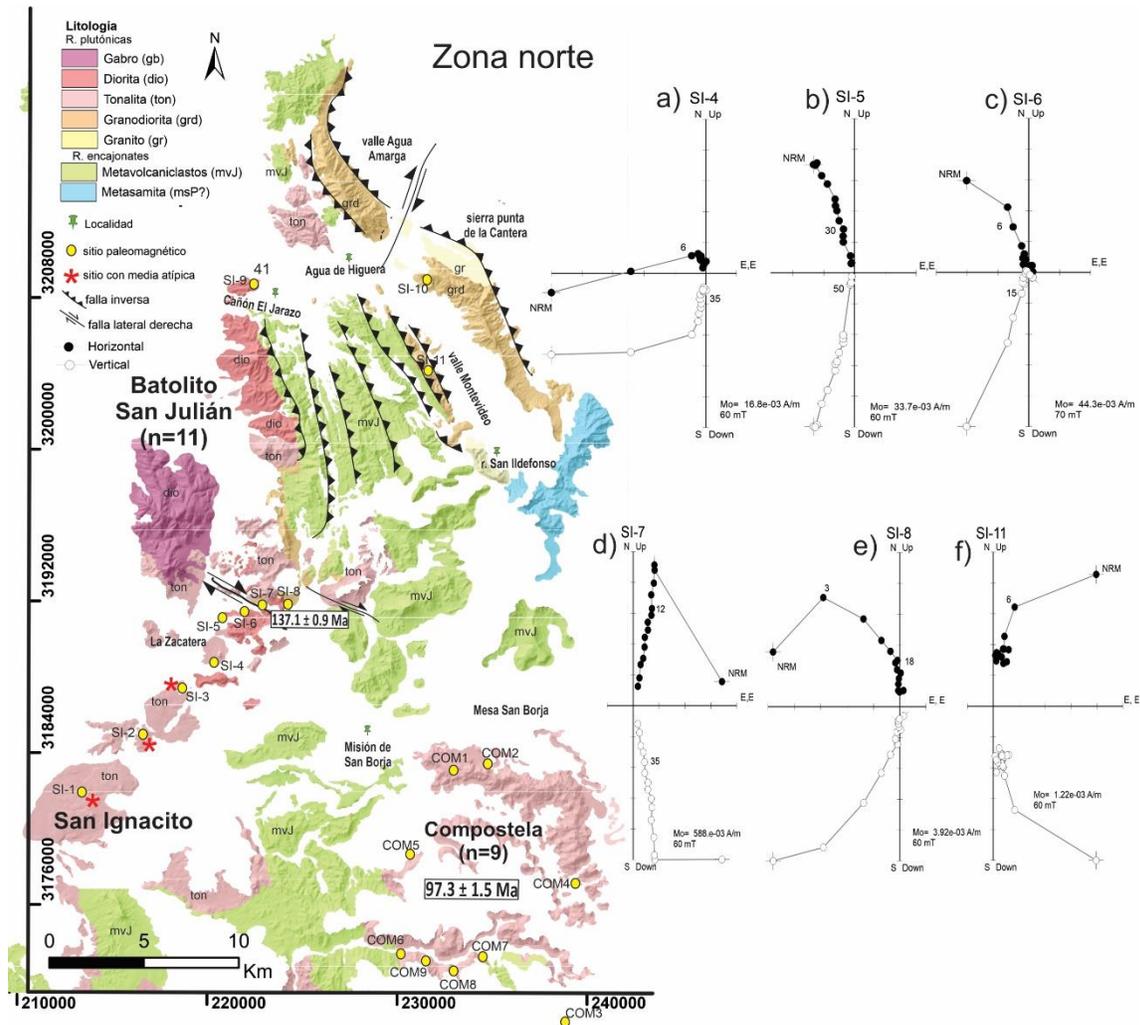


Figura 22. Localización de los sitios paleomagnéticos del borde oriental del batolito San Julián (este trabajo) y el plutón Compostela (Torres-Carrillo et al., 2016). (a-f) Diagramas ortogonales de desmagnetización de sitios representativos del batolito San Julián. La edad U-Pb del plutón Compostela es de Torres-Carrillo et al. (2022) y la del batolito San Julián de este estudio. Las etiquetas al lado de algunos símbolos de desmagnetización representan la amplitud en mT del campo magnético aplicado. Abreviaturas: NRM es magnetización natural remanente, Mo es desmagnetización inicial. Los sitios con valores atípicos fuera de los rangos permitidos ($> 30^\circ$) respecto a la media obtenida del paleopolo magnético virtual se señalan con asterisco rojo. Los detalles se muestran en la Tabla 7.

En este capítulo se describen los resultados de los estudios paleomagnéticos y magnéticos realizados en dos conjuntos de plutones al sur del CBP. El primer conjunto se denomina “zona norte” e incluye el borde oriental del batolito San Julián, parte del plutón de San Ignacio y el plutón Compostela (Figura 22). El segundo conjunto (zona sur) corresponde a la sección de los plutones Calmallí, Piedra Blanca y El Barril (Figura 23). Los análisis del plutón Calmallí se retomaron de Gómez-Alvarez et al. (2022).

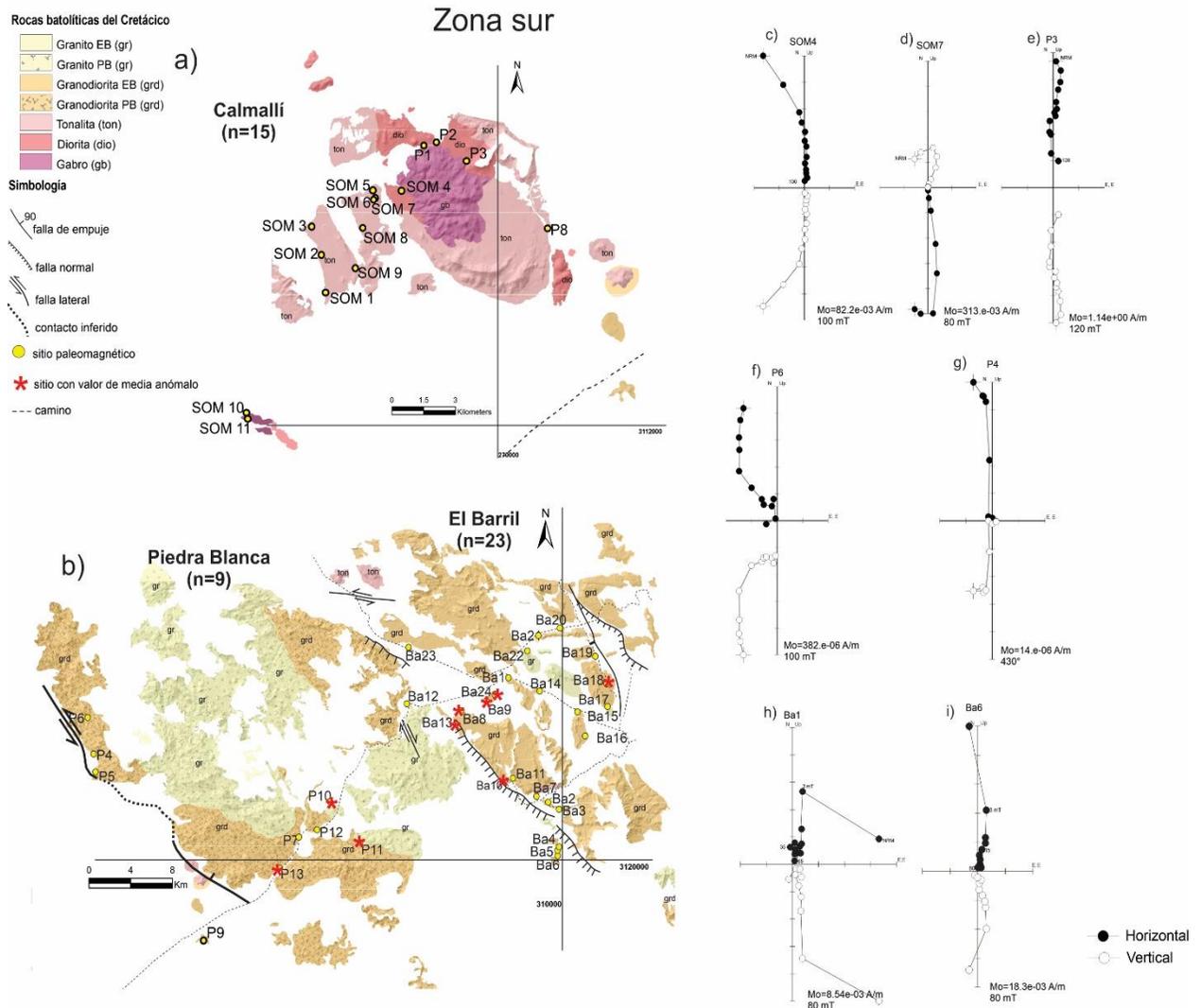


Figura 23. Localización de los sitios paleomagnéticos en los plutones a) Calmallí (n=15), b) Piedra Blanca (n=9) y El Barril (n=23). Los diagramas ortogonales de desmagnetización representativos de los sitios de Calmallí (c-e), Piedra Blanca (f, g) y El Barril (h, i). Las etiquetas al lado de algunos símbolos de desmagnetización representan la amplitud en **mT** del campo magnético aplicado. Abreviaturas: NRM es magnetización natural remanente, Mo es desmagnetización inicial. Los sitios con valores atípicos fuera de los rangos permitidos ($> 30^\circ$) respecto a la media obtenida del paleopolo magnético virtual se señalan con el asterisco rojo. Los detalles se muestran en la Tabla 7.

5.1 Análisis de óxidos de Fe-Ti y susceptibilidad magnética

Los cristales de óxidos de Fe-Ti con dominios magnéticos simples (SD) y pseudo simples (PSD) son portadores eficientes de magnetización remanente. La presencia de dichos dominios en óxidos se infiere por sus texturas características identificadas con el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) y que pueden ser correlacionadas con procesos de oxidación deutérica y exsolución (Tabla 1). El análisis estadístico textural de la población de minerales de las series magnetita-ulvoespinela y hematita-ilmenita para cada tipo de roca se resume en la Figura 24 y Tabla 4. En el anexo 3 se presentan las composiciones químicas semicuantitativas obtenidas para cada muestra analizada.

5.1.1 Zona norte

Las dioritas en el sureste del batolito San Julián tienen valores de susceptibilidad magnética promedio de 48.8×10^{-3} SI (Figura 25), magnetitas ópticamente homogéneas (C1) como textura dominante (53.6%; Tabla 4) y 32% de titanomagnetitas con lamelas de exsolución de ilmenita (C2). Es común también observar titanomagnetitas con texturas tipo sándwich (Figura 26a) y tipo compuesta-M alcanzado un contenido de 7.1% y 3.6%, respectivamente. Las tonalitas que se concentran principalmente en la zona La Zacatera (sección 3.3.2) presentan magnetitas e ilmenitas ópticamente homogéneas (C1=44.8% y R1=34.5, respectivamente), así como 20.7% de titanomagnetitas con lamelas de exsolución de ilmenita (C2; Figura 26b). Los valores de susceptibilidad magnética en las rocas tonalíticas tienen un promedio de 16.8×10^{-3} SI, con valores entre 7×10^{-3} SI y 32.3×10^{-3} SI (Figura 25). Las rocas de composición granodiorítica con valores de susceptibilidad magnética promedio de 5.3×10^{-3} SI (Figura 25), se distribuyen principalmente en la zona Agua de Higuera hacia el rancho Agua de Higuera y el Valle de Agua Amarga (Figura 22). A diferencia de las rocas menos máficas e intermedias, las granodioritas muestran un contenido dominante de texturas C2 en 66.7% y 25% de ilmenitas primarias ópticamente homogéneas (R1) subedrales. Ocasionalmente las ilmenitas se observan con zonas enriquecidas en Ti (R2; Figura 26c) indicando condiciones de fugacidad de oxígeno mayores. Algunas magnetitas mayores a $100 \mu\text{m}$ están afectadas por oxidación deutérica evidenciada por la presencia de exsoluciones externas de ilmenita (8.3% de tipo compuesto-M). Los granitos de la sierra Punta de la Cantera tienen los valores de susceptibilidad magnética más bajos del conjunto intrusivo (2.61×10^{-3} SI). Contienen casi en su totalidad magnetitas con textura C1 (70%) en tamaños que varían desde $20 \mu\text{m}$ a $80 \mu\text{m}$, el resto de las texturas se distribuye en

ilmenitas R2 subedrales a anhedrales (26.8%) y algunas texturas tipo sándwich en titanomagnetitas con listones de ilmenita (3.2%).

Tabla 4 Análisis estadístico de texturas observadas de acuerdo al tipo de roca (modificado de Haggerty, 1991). Abreviaturas: BSI = batolito San Julián; CA = plutón Calmallí; EB = plutón El Barril; PB = plutón Piedra Blanca; SI = plutón San Ignacio

Plutón/Tipo de roca	Magnetita hospedante					Ilmenita hospedante					suma
	C1	C2	C4	Tipo sandwich	tipo compuesto-M (magnetita primaria)	R1	R2	R4	R5	tipo compuesto-I (ilmenita primaria)	
CA/gabro	10.5	5.3	0.0	7.9	10.5	2.6	39.5	0.0	0.0	23.7	100.0
CA/diorita	25.0	0.0	0.0	0.0	16.7	0.0	50.0	0.0	0.0	8.3	100.0
CA/cuarzodiorita	27.9	9.3	1.2	2.3	25.6	19.8	11.6	0.0	0.0	2.3	100.0
CA/tonalita	44.9	24.5	0.0	0.0	16.3	10.2	0.0	0.0	0.0	4.1	100.0
PB/tonalita	15.0	0.0	0.0	0.0	0.0	65.0	10.0	0.0	10.0	0.0	100.0
PB/granodiorita	56.6	6.1	2.0	1.0	2.0	13.1	12.1	2.0	3.0	2.0	100.0
PB/granito	63.3	5.1	0.0	0.0	6.1	8.2	16.3	0.0	0.0	1.0	100.0
EB/granodiorita	80.7	4.7	0.9	0.6	0.6	3.3	6.5	0.3	0.0	2.4	100.0
EB/granito	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
BSJ/diorita	53.6	32.1	0.0	7.1	3.6	3.6	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
BSJ/tonalita	44.8	20.7	0.0	0.0	0.0	34.5	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
BSJ/granodiorita	0.0	66.7	0.0	0.0	8.3	25.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
BSJ/granito	70	0.0	0.0	3.2	0.0	26.8	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
SI/tonalita	52	33	0.0	11	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0

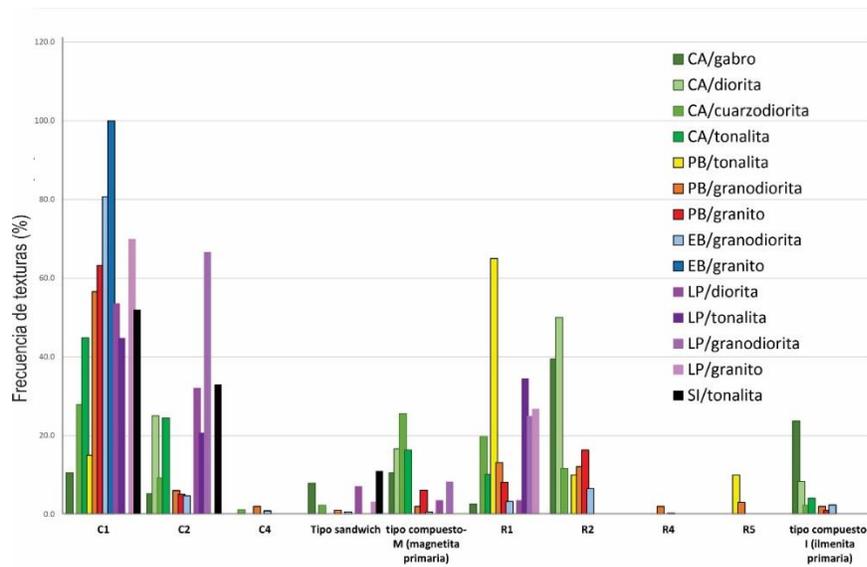


Figura 24. Gráfica de barras de las texturas observadas por tipo de roca en cada plutón, basada en la clasificación de Haggerty (1991). Para las fases minerales de titanomagnetita hospedante de utiliza la letra “C” haciendo referencia al arreglo cúbico de las fases dentro de la solución sólida magnetita-ulvoespinela. Para las ilmenitas hospedantes de utiliza el prefijo “R” en relación al arreglo rombohedral de las fases dentro de la solución sólida de la ilmenita-hematita (ver Tabla 1).

Las tonalitas del plutón San Ignacio tienen valores de susceptibilidad magnética en un rango de 19.4×10^{-3} a 32.3×10^{-3} con un promedio de 26.07×10^{-3} SI (Figura 25). Los enclaves dioríticos de grano fino incluidos en las tonalitas tienen un valor promedio de susceptibilidad magnética de 76.1×10^{-3} SI. Las principales fases magnéticas identificadas son magnetitas ópticamente homogéneas de $80 \mu\text{m}$ a $100 \mu\text{m}$ (52%) y titanomagnetitas subedrales con algunos listones de ilmenita tipo sándwich (11%) y con lamelas de exsolución de ilmenita (C2; 33%).

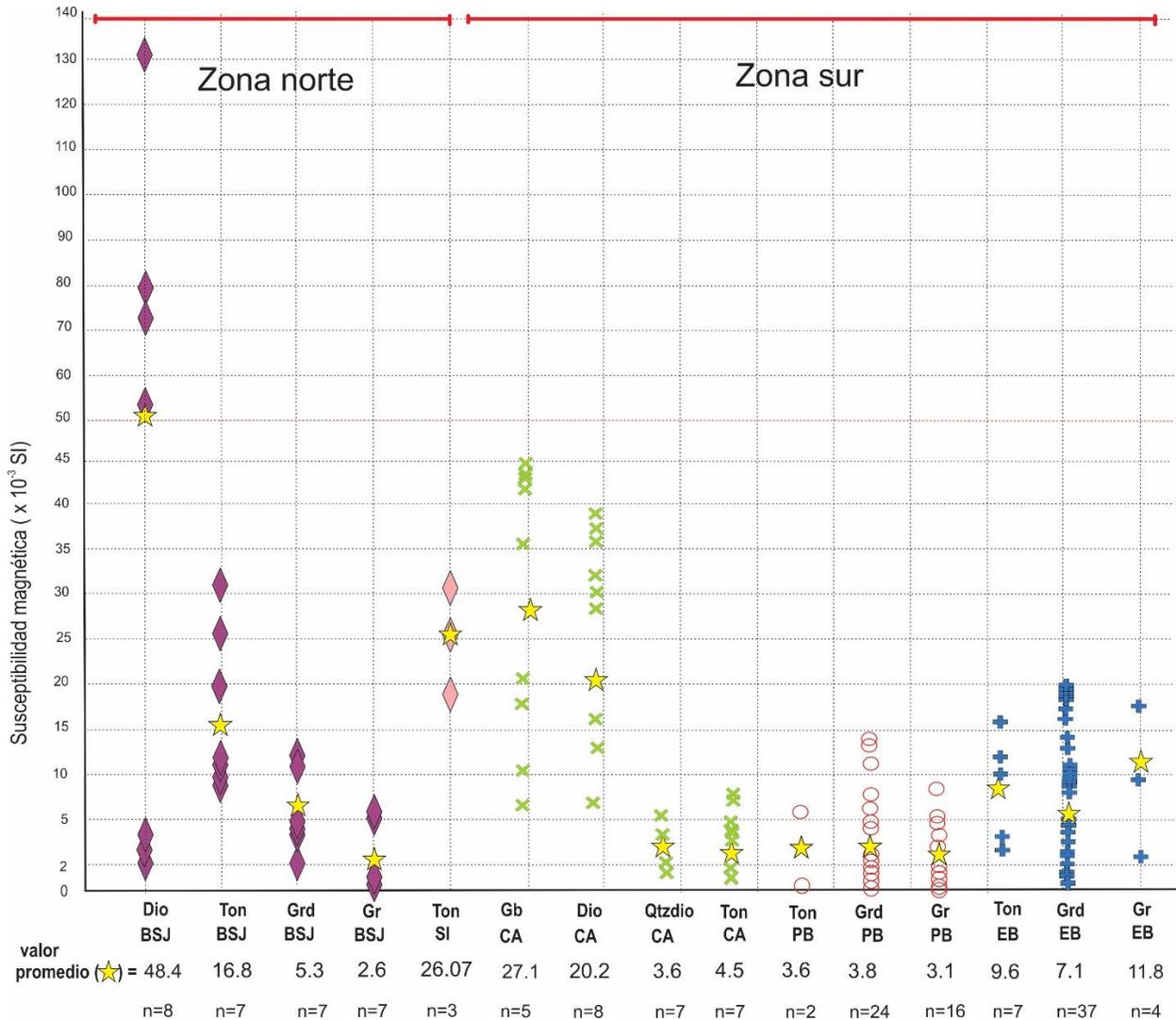


Figura 25. Valores de susceptibilidad magnética del batolito San Julián (BSJ) y los plutones San Ignacio (SI), Calmallí (CA), Piedra Blanca (PB) y El Barril (EB). A partir del valor 50 en el eje de susceptibilidad magnética, la escala de valores cambia de 10 en 10.

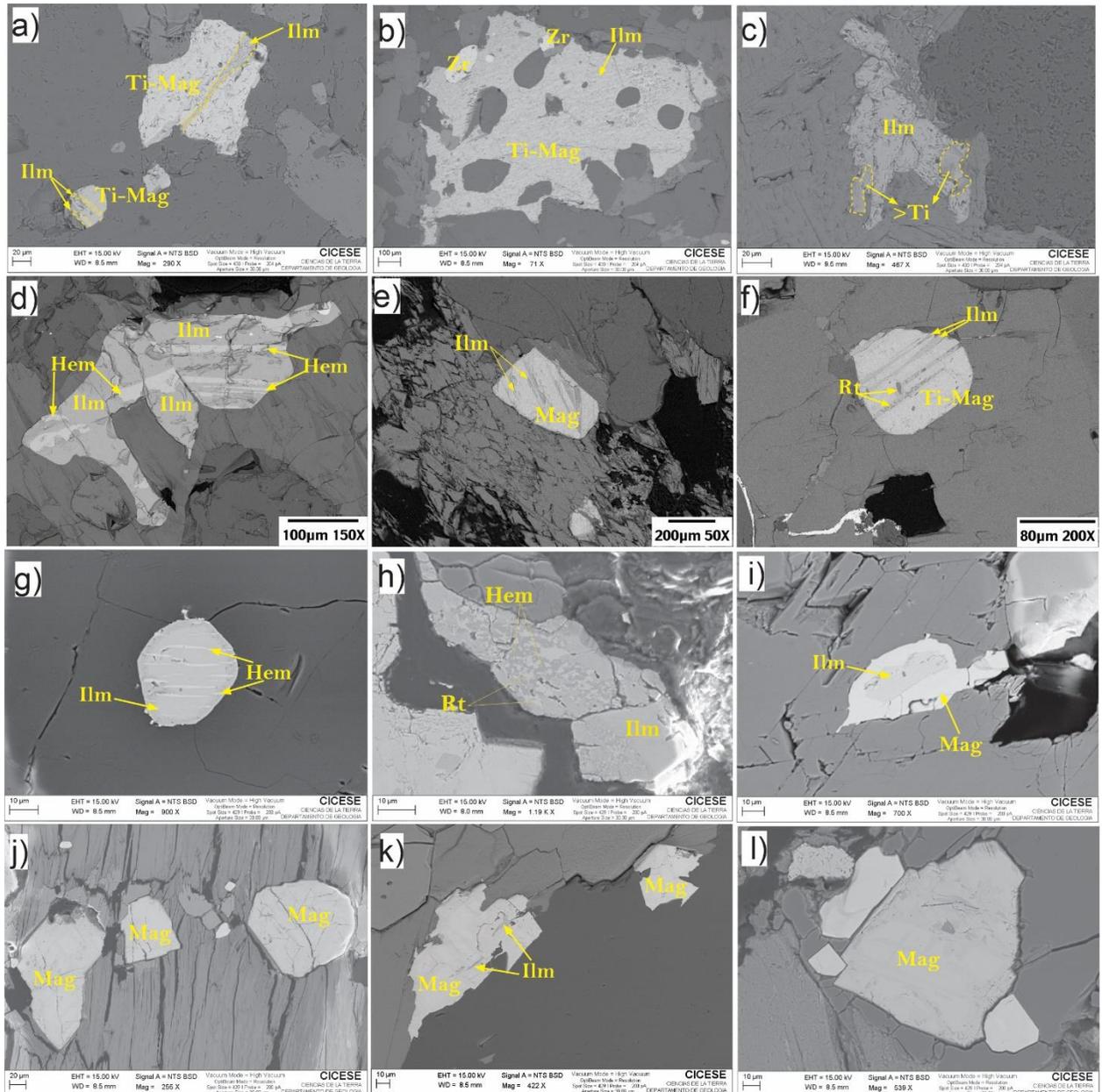


Figura 26. Imágenes de electrones retrodispersados de óxidos de Fe-Ti de los plutones analizados. Batolito San Julián: a) cristal de titanomagnetita en diorita con listones tipo sándwich de ilmenita por proceso de oxidación deutérica; b) titanomagnetita en tonalita con lamelas de exsolución de ilmenita (textura C2); c) cristal de ilmenita en granodiorita con zonas de enriquecimiento de titanio; Calmallí: d) cristal de ilmenita en un gabro con lamelas de exsolución de hematita (textura R2); e) cristal de magnetita en diorita con lamelas de exsolución de ilmenita (C2); f) titanomagnetita euédrica con lamelas de exsolución de ilmenita y lentes de rutilo en cuarzdiorita; Piedra Blanca: g) cristal de ilmenita primaria con lamelas de exsolución de hematita (R2) en granodiorita; h) cristales de rutilo anhedral dentro de las bandas de oxidación de hematita en una ilmenita hospedante (R5); i) cristal de magnetita subhedral con oxidación interna de ilmenita en un granito; El Barril: j) magnetitas ópticamente homogéneas en granodiorita (C1), consideradas como de dominio múltiple por sus tamaños; k) cristales de magnetita con exsolución de ilmenita en granodiorita (C2); l) cristales de magnetita ópticamente homogéneos en granito. Abreviaturas: Hem=hematita; Ilm=ilmenita; Mag=magnetita; Ti-Mag= titanomagnetita; Rt=rutilo.

5.1.2 Zona Sur

Los gabros del plutón Calmallí tienen un contenido alto de ilmenita, mostrando lamelas de exsolución de hematita (Textura R2; Figura 26d). Las rocas gabroicas pueden contener más del 10% de magnetita ópticamente homogénea (C1), 5% con lamelas de exsolución de ilmenita correspondiente a la textura C2 y 8% de listones tipo sándwich. Es común observar algunos sulfuros de Fe y Fe-Cu como inclusiones en los cristales de ilmenita. Los valores de susceptibilidad magnética tienen un rango de 6.8×10^{-3} y 44.8×10^{-3} SI con un promedio de 27.1×10^{-3} (Figura 25). Las dioritas del arroyo Calmallí Viejo muestran mayor contenido de magnetita con textura C2 (25%; Figura 26e) comparado con los gabros. Las dioritas se caracterizan por el 50% de texturas R2 formadas por cristales de ilmenita con hematita exsuelta. Las texturas tipo compuestas-M se observan en titanomagnetitas con exsoluciones externas de ilmenita en un 17%. Los valores de susceptibilidad magnética en las dioritas se encuentran entre 7×10^{-3} y 38×10^{-3} SI con promedio de 20.2×10^{-3} SI (Figura 25), ligeramente por debajo de los gabros, las cuarzodioritas y tonalitas que afloran entre la sierra El Veteado y en núcleo máfico del plutón Calmallí. Estas rocas de composición intermedia muestran típicamente magnetitas C1 euedrales a subedrales y magnetitas con lamelas de exsolución de ilmenita (C2), además de exsoluciones internas y externas de ilmenita (tipo compuesto-M).

Las proporciones de más del 41% de textura C1 y 25% de textura C2 son características en las tonalitas, mientras que el 28% de C1 y 26% de tipo compuesto-M son comunes en las cuarzodioritas. En las cuarzodioritas del norte de la sierra El Veteado se observaron algunas texturas C2 (1.2%) caracterizadas por la presencia de lentes de rutilo en lamelas de exsolución de ilmenita (Figura 26f). En las tonalitas se observan cristales de ilmenita ópticamente homogéneos (R1) en concentraciones del 10%, mientras que en las cuarzodioritas son del 20%. Cerca del 12% de texturas R2 en cuarzodioritas se observan en ilmenitas con enriquecimientos en Ti. Los promedios de susceptibilidad magnética de las cuarzodioritas y tonalitas son muy cercanos entre sí, con valores de 3.6×10^{-3} y 4.5×10^{-3} SI, respectivamente (Figura 25).

Las magnetitas ópticamente homogéneas de las granodioritas y granitos del plutón Piedra Blanca muestran de manera dominante texturas C1 (56% y 63%, respectivamente). En las granodioritas, las ilmenitas con textura R1 dominan sobre las ilmenitas con lamelas de exsolución de hematita (R2; Figura 26g) y/o exsoluciones internas (tipo compuesto-I). Algunos cristales de rutilo anhedral se encuentran dentro de las bandas oxidadas de hematita en ilmenita hospedante y se clasificaron como textura R5 (Figura 26h); ocasionalmente se observa titanita subedral en los bordes de algunas ilmenitas. La susceptibilidad magnética promedio para las granodioritas es de 3.8×10^{-3} SI con un rango de 0.07×10^{-3}

a 14×10^{-3} SI (Figura 25). En los granitos la textura R2 alcanza el 16%, mientras que R1 representa el 8%. Las magnetitas con lamelas de exsolución de ilmenitas (C2) y las texturas tipo compuestas-M fluctúan entre 5% y 6%, respectivamente (Figura 26i). El valor promedio de susceptibilidad magnética de los granitos es de 3.1×10^{-3} SI (Figura 25).

En las granodioritas del plutón El Barril, la magnetita primaria homogénea con un contenido del 80% es la textura principal (Figura 26j). Cerca del 6% de textura R2 está presente. Las texturas de exsolución en magnetitas (C2) e ilmenitas (R2) dominan sobre las texturas de oxidación deutérica (tipo compuestas-M e I; Figura 26k). La titanita también puede estar presente en el borde de algunos cristales. Los granitos del plutón El Barril tienen magnetita ópticamente homogénea como única textura (C1; Figura 26l), lo que significa que un gran contenido de magnetitas de dominio múltiple (MD) son las únicas portadoras de magnetización remanente visibles. Los valores de susceptibilidad magnética en las granodioritas tienen un rango de 0.4×10^{-3} y 19×10^{-3} , con un promedio de 7.1×10^{-3} , mientras que tres muestras de granito dan un promedio de 11.8×10^{-3} .

5.2 Proporción Koenigsberger (Q_n)

Los resultados calculados para la proporción Q_n de un total de 323 especímenes obtenidos del batolito San Julián (79) y los plutones Calmallí (65), Piedra Blanca (53) y El Barril (126) se muestran en la Figura 27 y el Anexo 4. La gráfica logarítmica muestra una amplia distribución de los especímenes entre valores Q_n de 10^{-4} a 10.

Los especímenes batolito San Julián (rombos morados) siguen dos tendencias, el primer conjunto, representado principalmente por los sitios de rocas máficas como SI7, se encuentra entre los valores $Q_n = 0.1$ y 1, con los valores más altos de MNR en un amplio rango de 26.25×10^{-3} A/m a 106.5×10^{-3} A/m. El segundo conjunto que representa la mayor densidad poblacional, sigue una tendencia horizontal a lo largo de los factores $Q_n = 0.001$ y $Q_n = 0.0001$ principalmente. Los valores de MNR para dicho conjunto es menor que el conjunto anterior, con un rango entre 0.17×10^{-3} A/m a 34.24×10^{-3} A/m, mientras que susceptibilidad magnética parece predominar conforme los sitios se localizan más hacia el oriente del batolito con valores entre 1.24×10^{-3} SI y 245×10^{-3} SI. Únicamente los granitos del sitio SI-11 que se caracterizan por tener magnetita ópticamente homogénea MD en un 70% (análisis estadístico con MEB) forman un subconjunto independiente con los valores más bajos de MNR susceptibilidad magnética

(promedio de 0.47×10^{-3} A/m y 3.86×10^{-3} SI, respectivamente. El efecto desproporcionado de susceptibilidad magnética sobre MNR, no necesariamente significa inestabilidad en la remanencia de las rocas del batolito San Julián, ya que podría estar asociado a la variación de los tamaños de grano que adquirieron termoremanencia (Alva-Valdivia y Urrutia-Fucugauchi, 1998).

Las rocas del plutón Calmallí (cruces verdes) siguen una tendencia vertical generalmente por encima del factor $Q_n = 0.1$ hasta $Q_n = 10$. La respuesta magnética de estos especímenes parece estar más controlada por la MNR considerando su alto contenido de cristales SD-PSD (75% análisis estadístico en el MEB). Algunos gabros y dioritas, como el sitio SOM4, con valores de susceptibilidad magnética de 9.06×10^{-3} SI a 35.2×10^{-3} SI, son las rocas más alejadas del valor $Q_n = 1$. Se observa que conforme los valores de susceptibilidad magnética disminuyen, el efecto de la MNR se vuelve más notable, por lo que la tendencia progresiva hacia la izquierda hasta que los especímenes se encuentran por encima de $Q_n = 1$, coincide con tonalitas caracterizadas por titanomagnetitas con lamelas de exsolución de ilmenita. La mayor presencia de cristales de SD y PSD así como el predominio de los efectos de la MNR, se infiere de especímenes que grafican por encima del factor $Q_n = 1$ (Stacey, 1960).

El plutón Piedra Blanca (círculos rojos) muestra un comportamiento disperso con especímenes que grafican en el campo del factor $Q_n = 0.001$ hasta por encima del factor $Q_n = 10$. El conjunto con valores más bajos de MNR ($Q_n = 10$) con un promedio de 23×10^{-5} A/m, pertenecen al sitio P11. De dicho sitio se identificaron magnetitas ópticamente homogéneas MD e ilmenitas primarias como fases ferrimagnéticas dominantes y, su comportamiento en los experimentos de desmagnetización fue el más inestable del conjunto del plutón Piedra Blanca (ver sección 5.5.3). Los especímenes que grafican por encima del factor $Q_n = 0.1$ y $Q_n = 1$ son de muestras donde se identificaron magnetitas con texturas de exsolución. El porcentaje descrito de dichas texturas es bajo (5% a 6%), sin embargo la contribución de los cristales SD-PSD no necesita ser cuantitativamente alta para alcanzar valores Q_n de 1 (Dunlop y Waddington, 1975).

Los especímenes del plutón El Barril (cruces azules) siguen una tendencia muy similar a los del plutón Calmallí con un comportamiento vertical por encima de los valores Q_n de 0.1 a 1. Se observa un grupo de especímenes que grafican por fuera de la tendencia general, en el campo $Q_n = 1$ y los más bajos valores de susceptibilidad magnética (entre 0.015×10^{-3} SI y 0.075×10^{-3} SI). Dicho conjunto de especímenes, pertenecen en su mayoría a los sitios Ba11 y Ba7 (Figura 23b) en donde se identificaron ilmenitas con exsolución de hematita. El resto de los especímenes siguen una tendencia que aparentemente está controlada por la presencia de cristales SD y PSD presentes en las texturas de exsolución y oxidación

deutérica identificadas en el análisis textural del MEB. Aunque la diferencia de volumen de una magnetita MD sea mucho mayor comparada con una magnetita de SD, la magnetización en esta última es de mayor estabilidad.

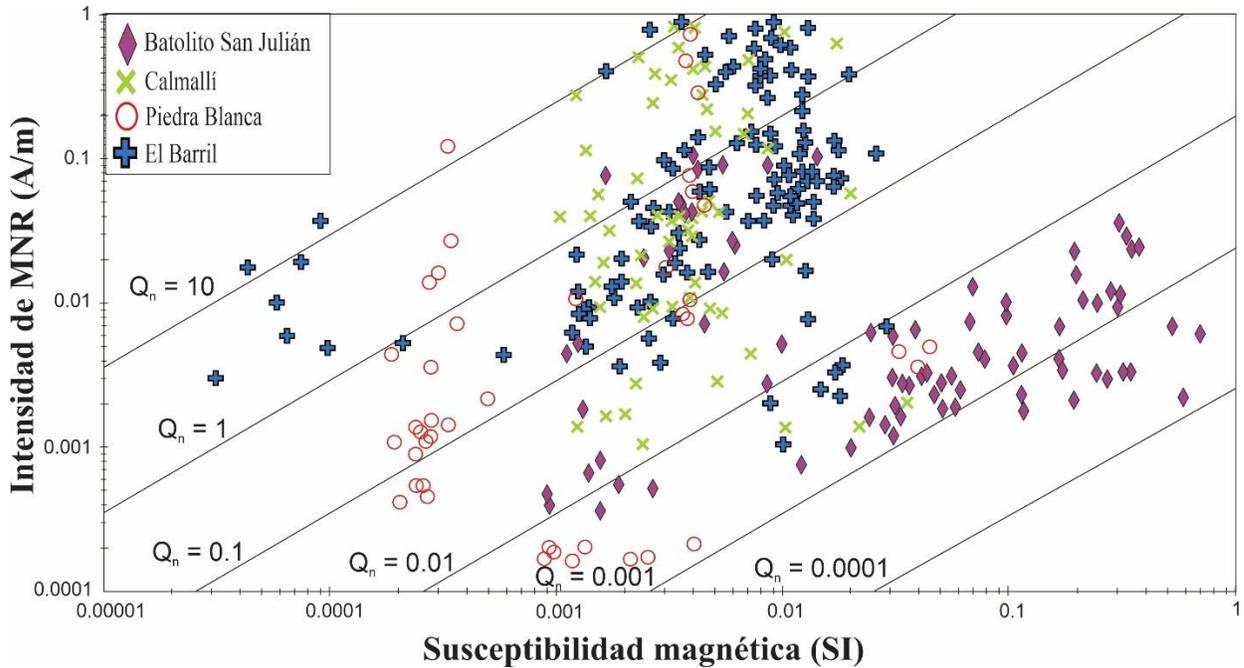


Figura 27. Diagrama de razón Koenigsberguer (Q_n) del conjunto de especímenes del batolito San Julián ($n=79$) y los plutones Calmallí ($n=66$), Piedra Blanca ($n=53$) y El Barril ($n=126$).

5.3 Curvas termomagnéticas

Con este análisis se obtiene información acerca del arreglo y tipo de minerales magnéticos que predominan en las rocas mediante la determinación del punto de Curie y su saturación magnética (J_S). La saturación magnética de un material ferromagnético disminuye con el aumento de temperatura y es cero cuando se alcanza la temperatura de Curie (T_C). Cuando una magnetita y una hematita alcanzan esta temperatura (580° y 680° , respectivamente) se vuelven paramagnéticas (Butler, 2004).

A partir de estas curvas se estima la temperatura de Curie y la diferencia de magnetización (DM) entre la curva de calentamiento y enfriamiento. Esta diferencia permite realizar una clasificación más certera de la curva y se obtiene mediante el cálculo del promedio de la saturación magnética de ambas curvas en un rango de 100° a 200°C . También es posible inferir el rango de temperatura de bloqueo (T_B), que es la

temperatura apenas por debajo de la T_C (para que la J_S no llegue a cero) y sobre la temperatura crítica para no exceder un tiempo de relajación (τ ; Butler, 2004).

Tabla 5 Resultados de análisis de curvas termomagnéticas. Los sitios con asterisco (*) se retomaron de Gómez-Alvarez (2017). Abreviaturas: T1 y T2= temperatura 1 y 2 de descenso de la curva, respectivamente; DM= diferencia de magnetización y J_s = saturación magnética

PLUTÓN	MUESTRA	T1 (C°)	T2 (C°)	DM	% de disminución de J_s	Tipo de Curva
<i>Batolito San Julián</i>	SI2	550-600		0.08	2.01	3
<i>Batolito San Julián</i>	SI4	540-580		0.06	1.95	2a
<i>Batolito San Julián</i>	SI5	560-590		1.74	9.14	2a
<i>Batolito San Julián</i>	SI6	430-440	580-600	0.06	3.61	4
<i>Batolito San Julián</i>	SI7	540-570		2.2	12.9	2c
<i>Batolito San Julián</i>	SI11	310-380		0.01	1	1
<i>Calmallí *</i>	SOM1	550-570		0.15	9.5	2a
<i>Calmallí *</i>	SOM2	560-580		0.12	6.4	2a
<i>Calmallí *</i>	SOM3	560-580		0.14	14.2	2c
<i>Calmallí *</i>	SOM4	540-560		3.08	19.4	2c
<i>Calmallí *</i>	SOM5	550-580		0.46	5.4	2a
<i>Calmallí *</i>	SOM6	550-580		0.43	10.3	2a
<i>Calmallí *</i>	SOM8	560-580		0.24	8.4	2a
<i>Calmallí *</i>	SOM9	540-560		0.17	20	2c
<i>Calmallí *</i>	P1	540-550		1.6	15	2c
<i>Calmallí *</i>	P2	540-560		1.9	12	2c
<i>Calmallí *</i>	P3	540-550		5.7	17	2c
<i>Piedra Blanca*</i>	P4	430-440	610-620	0.06	7	4
<i>Piedra Blanca*</i>	P5	350-340	540-550	0.05	8	4
<i>Piedra Blanca</i>	P6	560-580		0.33	8	2a
<i>Piedra Blanca</i>	P7	560-580		0.12	4.5	2a
<i>Piedra Blanca</i>	P8	550-560		0.2	5.7	2a
<i>Piedra Blanca</i>	P9	560-580		0.15	5.3	2a
<i>Piedra Blanca</i>	P11	450-500		1.3	-0.02	3
<i>El Barril</i>	Ba2	520-560		-0.06	-6.4	3
<i>El Barril</i>	Ba5	560-580		0.15	6.09	2a
<i>El Barril</i>	Ba7	600-620		0.03	8.5	2a
<i>El Barril</i>	Ba9	570-600		0.08	8.6	2a
<i>El Barril</i>	Ba13	570-580		0.03	1.7	3
<i>El Barril</i>	Ba15	590-610		0.12	2.6	3
<i>El Barril</i>	Ba17	580		0.02	1.01	3
<i>El Barril</i>	Ba20	590-630		0.05	4.09	2a
<i>El Barril</i>	Ba22	580-600		0.05	1.8	3

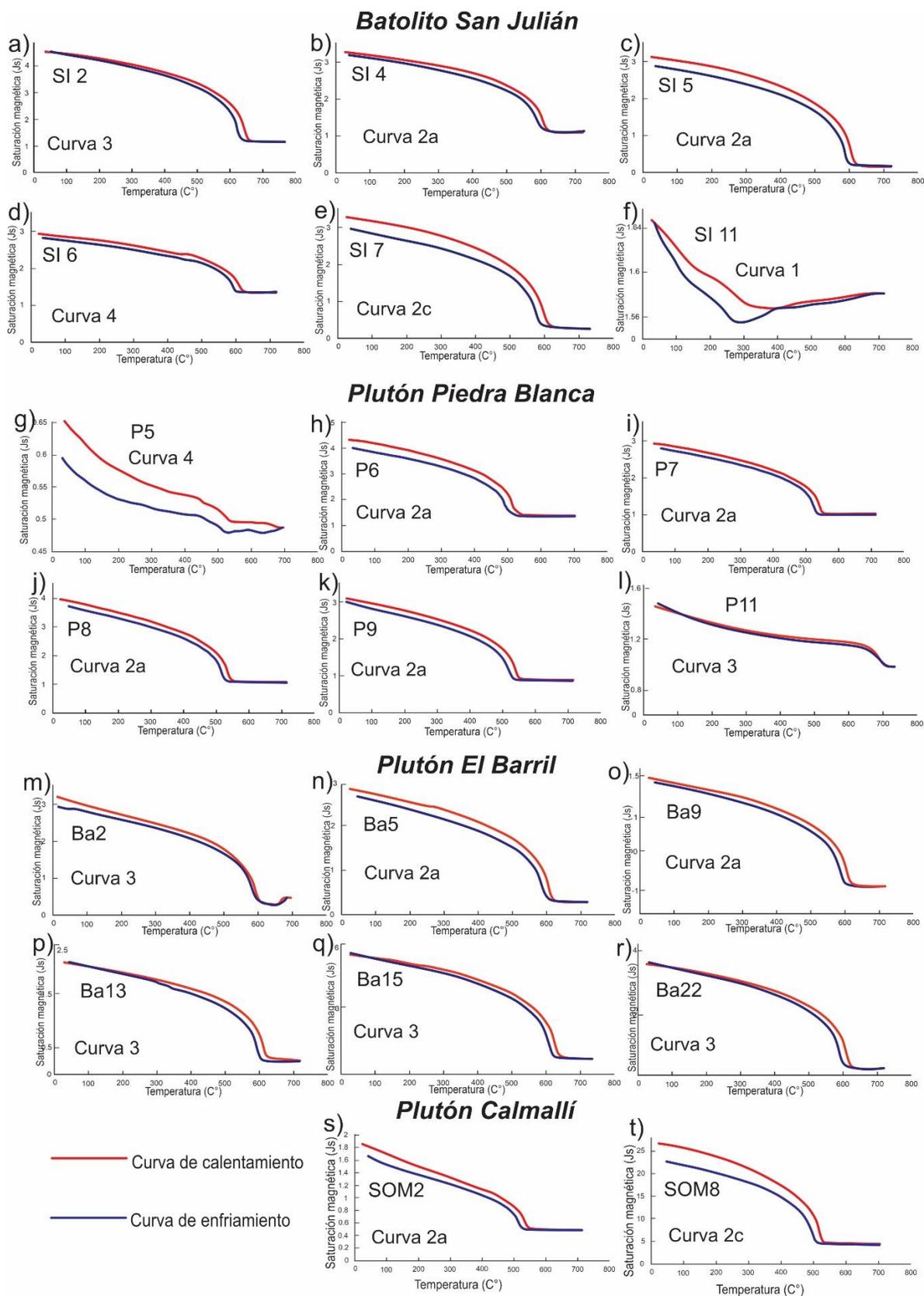


Figura 28. Análisis representativos de las curvas termomagnéticas obtenidas de los plutones analizados. Las dos curvas del plutón Calmallí, se retomaron de Gómez-Alvarez (2017).

La clasificación de Mankinen et al. (1986) involucra cinco tipos de curvas basadas en el valor DM, forma, posición y contacto entre la curva de calentamiento y enfriamiento. En este trabajo se identificaron cuatro tipos de curva que se describen a continuación junto con los resultados obtenidos del batolito San Julián y los plutones Piedra Blanca y El Barril. Se agregan a la descripción los análisis realizados por Gómez-Alvarez (2017) en el plutón Calmallí. Los resultados de los análisis se observan en la Tabla 5 y Figura 28.

La curva tipo 1 muestra una sola fase ferrimagnética con baja temperatura de Curie (310° - 380° C) que es indicativa de una titanomagnetita con alto contenido de Ti, la cual probablemente se enfrió lo suficientemente rápido para no permanecer en una temperatura que le permitiera sufrir oxidación deutérica (Mankinen et al., 1985). Solamente un espécimen del batolito San Julián (SI-11; Figura 28) muestra este comportamiento y se trata de un granito con cristales de magnetita ópticamente homogénea.

Las curvas tipo 2 muestran una sola fase ferrimagnética con una temperatura de Curie entre 500° y 580° y una disminución de la saturación magnética después del calentamiento. Son características de titanomagnetitas pobres en Ti ($x < 0.2$) que pueden o no estar afectadas por exsolución u oxidación deutérica (Pollard, 1999). La curva de enfriamiento siempre queda por debajo de la de calentamiento y se subdivide en tres categorías de acuerdo con el grado de su irreversibilidad: curvas tipo 2a, 2b y 2c. Las primeras dos muestran un porcentaje de disminución de saturación magnética menor al 10%. La diferencia entre ambas es que en las curvas tipo 2a no se observa un cambio en la forma de la curva de enfriamiento respecto a la curva de calentamiento, mientras que en las curvas 2b sí existe una diferencia en la forma. Las curvas 2c presentan una disminución en la J_S mayor al 10%, se observa una mayor separación entre las curvas de calentamiento y enfriamiento. La diferencia de forma entre las curvas es casi nula.

La curva tipo 2a se observó con mayor frecuencia en todos los plutones analizados (Tabla 5). En la zona norte se identificó a una muestra de diorita y a una tonalita del batolito San Julián (SI4 y SI5, respectivamente; Figuras 28b y c). En la zona sur la curva 2a se identificó en cinco muestras de tonalitas del plutón Calmallí (Figura 28s), cuatro granodioritas del plutón Piedra Blanca (Figuras 28h, i, j y k) y tres granodioritas y un granito del plutón El Barril (28n y o). Generalmente todas las muestras dentro de este conjunto presentan texturas asociadas con procesos de exsolución y oxidación deutérica.

En una muestra del batolito San Julián (SI7 Figura 28e) y en seis muestras del plutón Calmallí (Tabla 5) se identificaron curvas 2c, cuyas características se asocian a la producción de un mineral de momento más pequeño de calentamiento, probablemente hematita a expensa de magnetita. Las muestras en donde se

identificó dicha curva típicamente muestran ilmenita primaria con hematita como exsolución y en ocasiones algunos sulfuros como en las cuarzodioritas del plutón Calmallí (ver sección 5.1).

Las curvas tipo 3 también muestran una sola fase ferrimagnética y se distinguen de las curvas tipo 2 por la curva de enfriamiento que cruza la curva de calentamiento, por lo que la J_s a temperatura ambiente, es mayor después del calentamiento. De acuerdo con Mankinen et al. (1985) las fases magnéticas que producen las curvas tipo 2 y tipo 3 son las mismas, sin embargo, las variaciones por procesos de oxidación deutérica y exsolución son menores en las de tipo 3.

En el batolito San Julián de la zona norte, se asignó la curva 3 a una muestra tonalita (SI2; Figura 28a). En el sur, en el plutón Piedra Blanca la curva 3 se asignó a la tonalita del sitio P11 (Figura 28l). Finalmente en el plutón EB la curva 3 se asignó a cuatro muestras de granodioritas (Figuras 28m, p, q, r). La curva tipo 4 se asignó a la muestra SI6 del batolito San Julián (Figura 28d) y dos granodioritas del plutón Piedra Blanca (P4 y P5; Tabla 5). Estas curvas indican la presencia de dos componentes, una con alto y otra con bajo contenido de Ti. Se distinguen porque en las curvas se observan descensos cuando se llega a la temperatura de Curie de cada fase. En la muestra SI6 del batolito San Julián el primer descenso se observa entre 430° y 440° C, el segundo entre 580° y 600° C. En las muestras P4 y P5 el primer descenso se observa a los 430° C y 350° C, mientras que los segundos descensos en 610° C y 540° C, respectivamente.

Probablemente la fase con alto contenido de Ti y baja temperatura corresponde a una titanomagnetita, mientras que la fase con bajo contenido de Ti y alta temperatura se trata de hematita. El decaimiento observado se puede atribuir a una contribución importante de minerales paramagnéticos, como la ilmenita, comparado con la cantidad menor de minerales ferromagnéticos presentes.

5.4 Anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS)

5.4.1 Zona norte

El sureste del borde oriental del batolito San Julián, descrito como zona La Zacatera en la sección 3.3.2, se caracteriza por presentar planos de foliación magnética con tendencia paralela a la foliación magmática (Figura 29). En dicha zona, las foliaciones se observan con rotación progresiva desde una orientación este-oeste en el sitio SI 5 (Figura 29e), hacia orientaciones NW/SE en los sitios SI 6 y SI 7 (Figuras 29f, g), hasta

que los planos de flujo aparente cambian en dirección N-S en el sitio SI 8 (Figura 29h), subparalelos al plano axial de deformación regional (Figura 16b). Las inclinaciones de las foliaciones son subverticales a verticales (53° a 84°). Predominan las fábricas oblatas, aunque en los sitios 4 y 7 se observan prolatas muy cercanas al eje triaxial (Figura 30a). En los sitios de la zona Agua de Higuera también se observa una tendencia paralela de la foliación magnética respecto a la foliación milonítica, cuya orientación sigue el patrón regional NW/SE (Figuras 29i, j, k). Las lineaciones son perpendiculares a los planos de flujo con plunges subverticales de 41° a 62° , y orientadas hacia el sur en los sitios j y k, mientras que en el sitio i es hacia el sureste. El parámetro de grado de anisotropía (P_j) que define la fábrica de los cristales (Figura 5), para el conjunto de rocas del BSJ tiene valores entre 1.04 a 1.2 (Tabla 6). Los parámetros de grado de anisotropía (P_j) y forma de anisotropía (T) se observan en la Figura 30a, indicando un aumento progresivo del grado de anisotropía conforme aumenta la deformación desde la zona La Zacatera hacia el noreste de la zona Agua de Higuera en la sierra Punta de la Cantera en donde las fábricas son oblatas (Figura 29j-k).

Las rocas de la zona La Zacatera muestran evidencias de haber estado sometidas a esfuerzos compresivos durante su emplazamiento al estar en contacto con rocas rígidas más antiguas, correspondientes a los pulsos máficos. Las componentes principales de esfuerzos aparentan ser una combinación de movimientos coaxiales y no coaxiales respecto a los planos de foliación, en donde los coaxiales controlan la tasa de esfuerzo vertical y los no coaxiales la rotación del flujo y acortamiento horizontal de la masa plástica, principalmente tonalítica (Dewey, 2002). En la zona Agua de Higuera se observa un arreglo estructural paralelo entre las foliaciones metamórficas de las rocas encajonantes y los planos de foliación de los intrusivos, indicando cierto acoplamiento mecánico entre ambas unidades litológicas durante la formación de las fábricas magmáticas y magnéticas.

En el plutón San Ignacio se midió la AMS de los sitios SI 1, SI 2 y SI 3 (Figuras 29a, b, c; respectivamente). La anisotropía aumenta de sur a norte con valores de 1.06 a 1.1 (Tabla 6). Es posible inferir la geometría oriental del plutón por la orientación de los planos de la foliación magnética que aparentemente delimitan una estructura de forma curva con inclinaciones subverticales en los sitios S1 y S3 de 81° hacia el SE y 65° hacia el NW, respectivamente. Las fábricas de dichos sitios son oblatas y las direcciones de flujo son divergentes entre sí. Los plunges de las lineaciones son oblicuas respecto a los planos de flujo que se identificaron con la foliación magnética, con valores de 70° para el sitio SI 1 y 18° para el sitio SI 3 (Figuras 29a y c). En el sitio SI 2 la foliación magnética es casi ortogonal respecto a la foliación magmática y su fábrica es prolata.

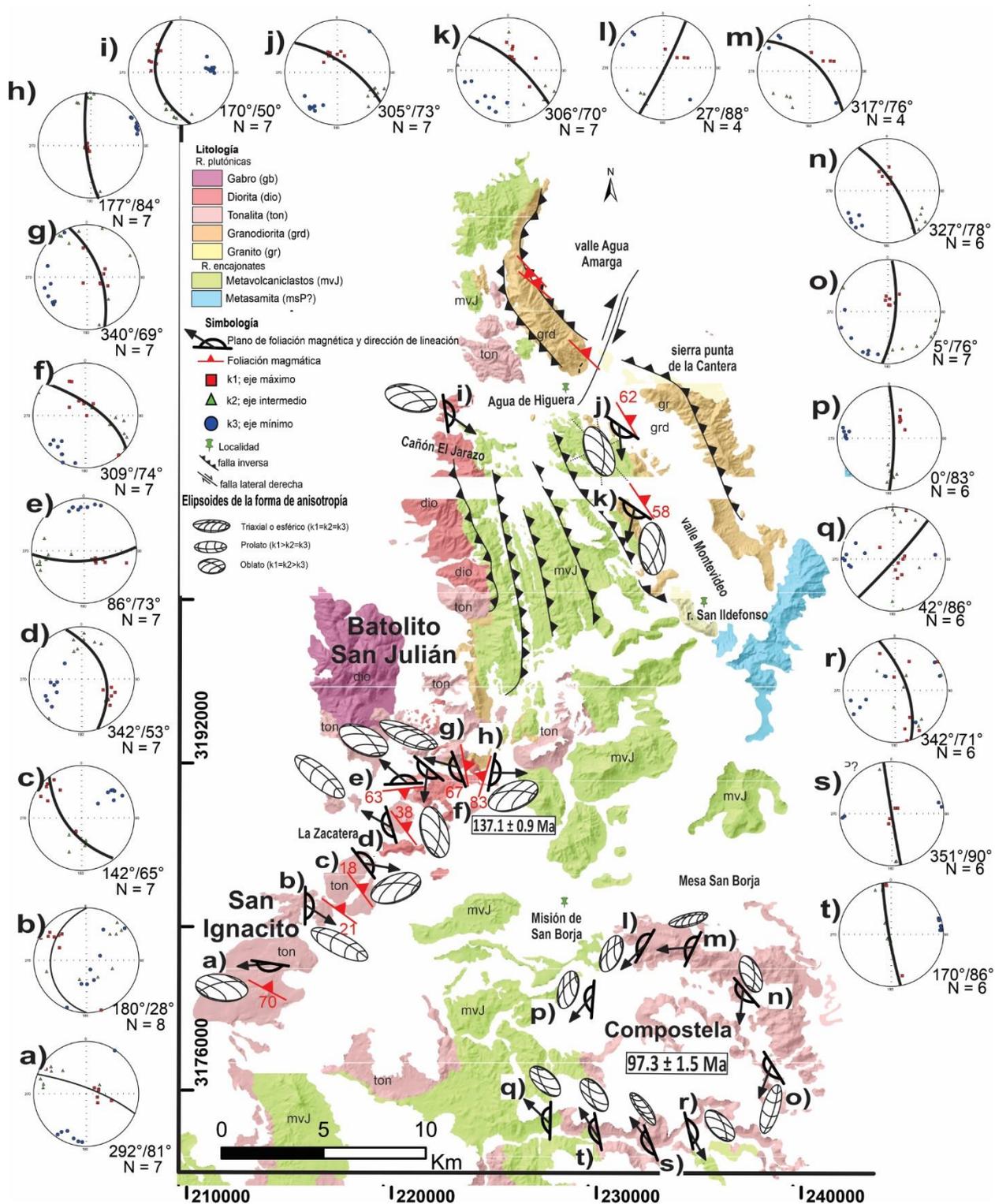


Figura 29. Mapa de fábrica magnética (foliación y lineación) del batolito San Julián, el plutón San Ignacio y el plutón Compostela. En el batolito San Julián y el plutón San Ignacio se observan los planos de foliación magmática y sus respectivos valores de inclinación con el número rojo adjunto al símbolo correspondiente. En el caso del plutón Compostela solamente se observan los planos de foliación magnética y sus respectivas inclinaciones con el número negro adjunto al símbolo correspondiente.

Tabla 6 Resultados de anisotropía de susceptibilidad magnética del batolito San Julián (BSJ); plutón San Ignacio (SI), plutón Compostela (COM), plutón Calmallí (CA), plutón Piedra Blanca (PB) y plutón El Barril (EB). La ubicación de los sitios medidos y las orientaciones se observan en la Figura 28 para BSJ y COM y en la Figura 30 para CA, PB y EB. Abreviaturas: Dec=declinación; Inc=inclinación; kmax=dirección máxima; kint=dirección intermedia; kmin=dirección mínima; n=número de datos; Pj= grado de anisotropía; T=parámetro de forma de la anisotropía.

Zona norte															
Plutón	ID	sitio	kmax		kint		kmin		Plano de foliación		Lineación		Pj	T	n
			Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc			
SI	a	SI1	82.6	69.7	296	17	202	10	292	81	82.6	69.7	1.063	0.311	7
SI	b	SI2	307.1	21.4	211.3	14.6	89.5	63.6	180	28	307.1	21.4	1.079	-0.856	7
SI	c	SI3	312.9	18.6	191.3	57.2	52.3	25.9	142	65	312.9	18.6	1.196	0.511	7
BSJ	d	SI4	123.7	38.4	7	29.6	251.2	37.5	342	53	123.7	38.4	1.109	-0.149	7
BSJ	e	SI5	124.8	63.1	259.9	19.7	356.3	17.5	86	73	124.8	63.1	1.135	0.244	7
BSJ	f	SI6	347	63.3	122.9	19.1	218.8	16.6	309	74	347	64.3	1.09	0.656	7
BSJ	g	SI7	92.4	67.1	342.6	8.1	249.5	21.3	340	69	92.4	67.1	1.071	-0.025	7
BSJ	h	SI8	233.6	83.1	336.8	1.6	67	6.7	157	84	233.6	83.1	1.144	0.613	6
BSJ	i	SI9	301.6	41.2	192.4	20.6	82.8	41.7	170	50	301.6	41.2	1.063	0.176	7
BSJ	j	SI10	342.8	62.5	119.1	20.6	215.9	17.3	305	73	342.8	62.5	1.281	0.358	8
BSJ	k	SI11	14	58.6	120.1	9.6	215.7	29.5	306	70	14	58.6	1.046	0.204	8
COM	l	COM1	50.7	59.9	220	29.6	312.6	4.6	42	86	50.7	59.9	1.056	0.212	4
COM	m	COM2	79	85.7	206.1	2.6	296.2	3.4	26	86	76	85.7	1.057	-0.009	7
COM	n	COM3	358.2	67.4	133.2	16.4	227.8	15.1	327	78	358.2	67.4	1.098	0.261	6
COM	o	COM4	21	73	145.2	9.7	237.6	13.8	5	76	21	73	1.042	-0.257	7
COM	p	COM5	32.7	56.7	177.9	28.3	276.8	16	0	83	32.7	56.7	1.094	0.553	6
COM	q	COM6	140	77.9	1.3	9.2	270	7.9	41	86	140	77.9	1.07	0.385	8
COM	r	COM7	349.9	5.5	209	82.9	80.3	4.5	170	86	349.9	5.5	1.049	0.722	6
COM	s	COM8	158.1	10.4	42.4	67	252	20.3	342	71	158.1	10.4	1.022	0.278	6
COM	t	COM9	160.2	86.7	352.6	3.3	262.6	0.7	351	90	160.2	86.7	1.073	0.459	8
Zona sur															
Plutón	ID	sitio	kmax		kint		kmin		Plano de foliación		Lineación		Pj	T	n
			Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc			
CA	1	SOM1	151.3	43.4	338	46	244	3.6	334	86	151	43	1.061	0.42	7
CA	2	SOM2	146	52	356	33	256	14	235	75	146	52	1.207	-0.396	7
CA	3	SOM3	106	69	352	9	258	18	349	72	106	69	1.091	0.311	7
CA	4	SOM4	70.4	32	339	1	248	57	339	32	70	32	1.033	0.514	7
CA	5	SOM5	168	9	331	79	77	3	167	87	168	9	1.166	-0.013	8
CA	6	SOM6	171	7	314	81	80	5	170	85	171	7	1.113	0.331	7
CA	7	SOM7	186	31	340	56	88	12	178	78	186	31	1.069	0.418	7
CA	8	SOM8	331	4	233	60	63	29	153	60	331	4	1.152	0.601	7
CA	9	SOM9	173	25	293	45	65	33	155	57	173	25	1.067	0.457	8
PB	10	P4	165.9	81.2	13.7	7.8	283	4	328	85	165.9	81	1.017	0.44	7
PB	11	P5	231.8	64	125.9	8.1	32.1	24.5	122	67	232.8	64	1.01	-0.003	7
PB	12	P6	24.7	73.5	265.1	8.3	173	14.1	267	75	24.7	73.5	1.031	0.401	7

PB	13	P7	226	18.4	343.4	54.1	125.1	29.6	216	61	226	18.4	1.021	-0.222	7
PB	14	P8	7.5	37.4	209.8	51.4	103.7	8	193	82	7.5	37	1.144	0.613	6
PB	15	P9	203	37.4	342.1	44.3	95.5	22.2	185	68	203.7	37.4	1.041	-0.413	8
PB	16	P10	221.6	21.7	23.4	67.3	129	6.4	219	85	221.6	21.7	1.056	-0.458	8
PB	17	P11	180.2	67.8	307.1	13.7	41.4	17	131	73	180.2	67.8	1.029	-0.395	8
PB	18	P12	179.7	52.7	88.8	0.7	358.2	37.3	88	53	179.7	52.7	1.063	0.619	8
PB	19	P13	233.6	49.3	89.5	34.9	346.2	18.3	76	73	233.6	49.3	1.068	0.699	8
EB	20	Ba1	33	9	130.9	41	293	43.6	23	43	33	9	1.15	-0.532	8
EB	21	Ba2	214.9	34.3	92.5	38.1	331.5	33.3	62	57	214	34	1.054	-0.019	5
EB	22	Ba3	40.2	8.7	308.5	11.2	167.1	75.7	257	14	40	9	1.239	0.145	13
EB	23	Ba4	204.7	34.9	299.7	7.2	39.8	54.1	129	36	204	35	1.066	-0.372	10
EB	24	Ba5	202.9	28.6	73.4	49.4	308.4	26.2	39	34	203	29	1.062	0.295	13
EB	25	Ba6	229.3	15.3	130.4	29.4	343.4	56.1	73	35	229	15	1.077	0.547	15
EB	26	Ba7	224.2	30.5	98.8	44.5	334.1	30	64	61	239	5	1.104	0.215	10
EB	27	Ba8	51.4	14.4	149.1	27.5	296.8	58.3	27	32	33	15	1.059	-0.525	6
EB	28	Ba9	20.6	21.1	126.1	51.4	281.7	36	12	54	18	7	1.031	0.389	10
EB	29	Ba10	57.5	25.4	323.6	8.2	217.1	63.2	308	27	57	25	1.125	-0.813	10
EB	30	Ba11	188.8	24.6	73	43.5	298.6	36.4	29	54	69	32	1.029	0.294	6
EB	31	Ba12	42.2	21.2	268.5	60.6	140	19.4	230	70	44	11	1.182	-0.364	7
EB	32	Ba13	42.3	6.3	140.5	52.6	307.6	36.7	38	54	43	7	1.064	-0.16	7
EB	33	Ba14	46.6	9.3	145.1	41.8	306.6	46.7	37	44	47	7.8	1.043	-0.231	7
EB	34	Ba15	45.3	11.6	141.3	27	294.3	60.3	25	30	42	8.3	1.064	-0.345	6
EB	35	Ba16	62.6	9.3	155.5	17.6	305.9	70	36	21	71	9	1.057	0.095	7
EB	36	Ba17	62.3	24.5	177.2	42.7	311.9	37.3	42	53	62	24	1.079	0.145	8
EB	37	Ba18	80.3	60.2	263.3	29.8	172.5	1.3	262	90	80	60	1.022	-0.523	3

El plutón Compostela emplazado al este del plutón San Ignacio (Figura 29), es el plutón del Cretácico Tardío más cercano a la zona de deformación que afecta a las rocas del Jurásico y Cretácico Inferior. Las lineaciones magnéticas del norte del plutón muestran orientaciones concéntricas paralelas al borde de plutón. Las foliaciones del sur, siguen un patrón de orientación regional NW/SE, mostrando cierto paralelismo con las rocas encajonantes. En los planos de foliación magnética predominan las inclinaciones verticales con valores de 71° a 90° (Figuras 29l a 29t). Predominan las fábricas oblatas con lineaciones oblicuas al plano de foliación, indicando dirección de flujo hacia el oeste y *plunge* entre 56° y 90°, excepto en los sitios COM7 (Figura 29r) y COM8 (Figura 29s) con *plunge* de 6° y 10°, respectivamente. Los valores del parámetro P_j van de 1.02 a 1.09, indicando valores bajos de anisotropía, comparado con las rocas del Batolito San Julián (Figura 30a). Las fábricas del plutón Compostela pueden estar asociadas con el movimiento interno en la cámara magmática.

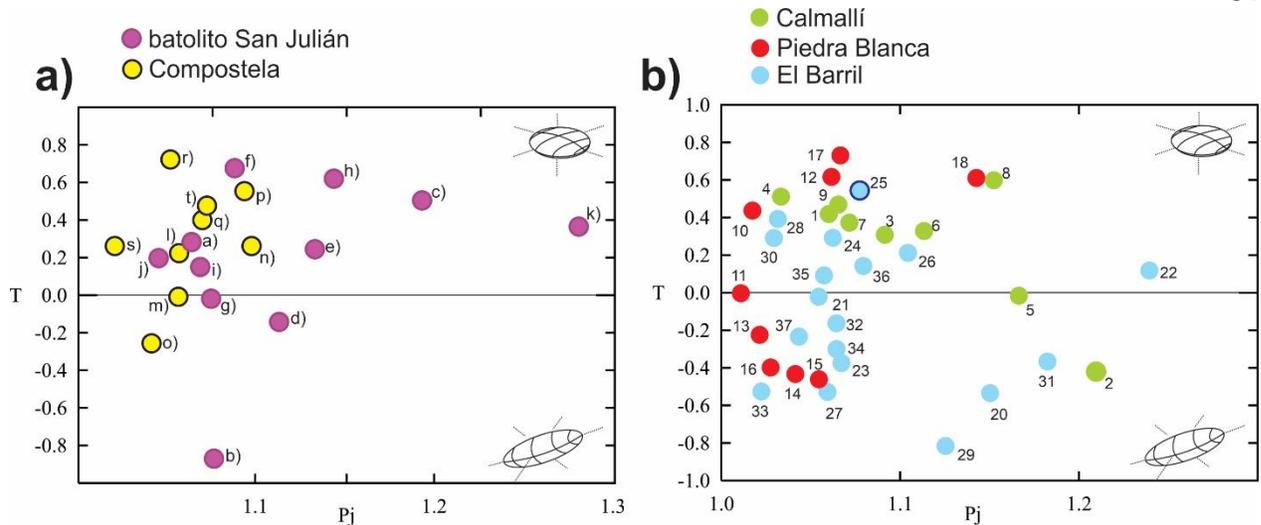


Figura 30. Diagramas de Jelinek para obtener los parámetros de anisotropía de forma de la fábrica (T) y grado de anisotropía (P_j). a) Zona norte: batolito San Julián y plutón Compostela; b) zona sur: plutones Calmallí, Piedra Blanca y El Barril. Los ID de cada espécimen corresponden al listado de la Tabla 6.

5.4.2 Zona sur

Del plutón Calmallí se obtuvieron datos de las tonalitas emplazadas entre la sierra El Veteado y el núcleo máfico del plutón, del cual se analizó un gabro (Figura 31a). Las foliaciones magnéticas son generalmente paralelas a las foliaciones magmáticas siguiendo la tendencia de la geometría del plutón NW/SE, salvo el sitio 2 con orientación NE/SW (Figura 31a.2). Las inclinaciones de los planos de foliación son grandes con un promedio de 75° , excepto en el sitio 4, que pertenece al gabro del núcleo del plutón cuya inclinación es de 32° (Figura 31a.4).

Los sitios más occidentales (1, 2 y 3) muestran lineaciones con *plunge* subverticales entre 43° y 69° , mientras que hacia el centro del plutón los *plunge* son subhorizontales con valores de 25° a 4° (sitios 4, 5, 6, 7, 8 y 9; Figura 31a). Se puede inferir que los vectores de acortamiento que controlaron la dirección de flujo de magma durante su emplazamiento, sufrieron variaciones principalmente oblicuas respecto a los planos de foliación magnética, indicando el predominio de flujo por arrastre.

Los valores del parámetro P_j tienen un rango de 1.03 a 1.2 y con fábricas oblatas (Figura 30b). Los valores más altos de anisotropía pertenecen a las muestras del borde oeste del plutón (Figura 30b; Tabla 6), en donde se observa mejor definición de la foliación en comparación con las unidades más cercanas al núcleo máfico del intrusivo.

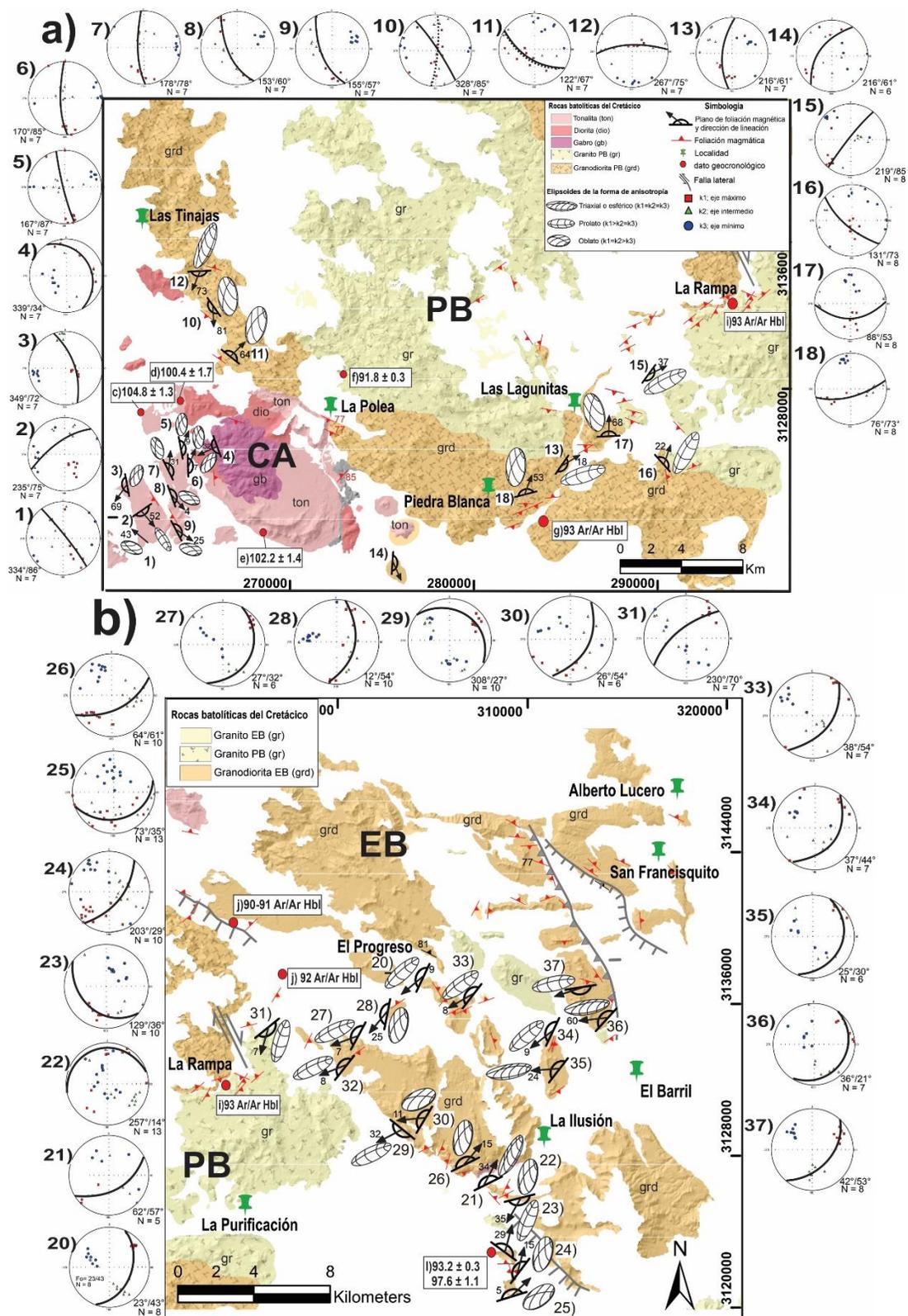


Figura 31. Mapa de fábrica magnética de la zona sur (foliación y lineación magnética), con sus respectivos estereogramas que indican el plano de foliación promedio, se observan los buzamientos indicados con los números negros correspondiente a cada símbolo de foliación y lineación magnética. a) Plutones Calmallí y Piedra Blanca; b) plutón El Barril. Los ID se correlacionan con la Tabla 6.

En el plutón Piedra Blanca se observa un aumento progresivo del grado de anisotropía de oeste a este (Figura 30b) con valores de 1.01 a 1.06 (Tabla 6). En el borde occidental del plutón Piedra Blanca, los planos de foliación magnética son paralelos al contacto con el plutón Calmallí, con buzamientos verticales (Figuras 31a.10, 11 y 12). Las fábricas de dicha zona son oblatas y las lineaciones muestran *plunge* verticales con valores de 64° y 81°, indicando el predominio de un eje de acortamiento horizontal y ortogonal al plano de foliación. Hacia el este del plutón las orientaciones de los planos de foliación tienden a ser concéntricas y paralelas al borde del plutón, con buzamientos de 53° a 85° y lineaciones con *plunge* variables de 18° a 67°, generalmente con fábricas oblatas (Figuras 31a.13 a 18).

En el plutón El Barril las orientaciones de los planos de foliación magnética tienen una tendencia general hacia el NE/SW (Figura 31b). Desde la localidad El Barril hasta La Rampa, los buzamientos de la foliación magnética tienen valores entre 21° y 50° (Figuras 31b.20, 27, 31, 32, 33, 34 y 37) con direcciones de flujo hacia el oeste con *plunges* horizontales (25° a 7°). Las fábricas son generalmente prolatas indicando que el magma en dicho sector, probablemente fue transportado en frentes con aspecto de lóbulos o canales estrechos como los que se desarrollan en los lacolitos, donde el flujo de cada segmento puede tener velocidades distintas y definen alineaciones de los ejes más largos de los cristales (Horsman et al., 2009). En el borde occidental del plutón El Barril, desde La Rampa hasta el rancho La Ilusión, predominan las fábricas oblatas en los sitios 21 a 26 y 30, con planos de foliación magmática subhorizontales (14° a 54°), lo que podría indicar una zona con flujo divergente en donde los “canales” de magma se pudieron propagar a una zona más amplia en planos subhorizontales. Las lineaciones son de ángulo bajo con respecto a los planos de foliación, con valores entre 5° y 29°, indicando una componente de arrastre oblicua y de bajo ángulo a lo largo de los planos.

En los sitios 22 a 25 al sur del rancho La Ilusión se observan variaciones en orientaciones con divergencia (Figuras 31b. 22 a 25) que pueden deberse a fronteras entre los “canales” (Horsman et al., 2009) o probablemente a los xenolitos que pueden ser considerados como indicadores pasivos dentro de la cámara magmática. Estas variaciones locales desvían la dirección del flujo alrededor de objetos y registran los esfuerzos que ocurrieron después de que el magma, muy cristalino y de alta viscosidad, atrapara dichos bloques durante la etapa final de la construcción de la cámara.

Los datos observados en los plutones Calmallí, Piedra Blanca y El Barril no muestran indicios de deformación regional como una causa importante en las fábricas observadas, más bien, sugieren que se formaron durante los estados tardíos del emplazamiento debido a procesos internos de los plutones.

5.5 Resultados paleomagnéticos

5.5.1 Batolito San Julián

Las rocas del batolito San Julián tienen valores de MNR entre 0.004 y 0.19 A/m y susceptibilidad magnética en un rango entre 0.43×10^{-3} SI y 78.9×10^{-3} SI. Se identificaron las fases magnéticas de magnetita, titanomagnetita y hematita interpretadas según sus contenidos de Ti y las temperaturas de Curie observadas en las curvas termomagnéticas (Figura 28). En todos los sitios la ChRM se resuelve comúnmente entre los valores de desmagnetización de campos alternos (AF) entre 15 y 60 mT, excepto en el sitio SI10 en donde las rocas se caracterizan por su alto contenido de magnetitas MD e ilmenitas primarias, el cual se resolvió entre 15 y 40 mT. Generalmente se observaron dos componentes en las curvas de desmagnetización, siendo la componente secundaria eliminada a valores no mayores a 6 mT en AF (Figuras 22a – 21f).

Las curvas de desmagnetización en granodioritas de la zona La Zacatera, las cuales tienen mayor contenido de texturas de exsolución, llegaron al origen de los diagramas ortogonales de Zijderveld (Figuras 22b, 21c). En contraste, las curvas de desmagnetización de las granodioritas de la zona Agua de Higuera, ubicadas en la sierra Punta de la Cantera, son las más alejadas del origen (Figuras 22e y 21f), probablemente por la mayor presencia de una componente de alta coercitividad como la hematita, la cual está presente como exsolución en algunos cristales de ilmenita.

Con base en el análisis de la proporción Q_n , el batolito San Julián mostró un predominio de la magnetización inducida sobre la respuesta de la MNR en algunas de las rocas más félsicas, sin embargo, la presencia deseable de cristales SD y PSD identificados en el análisis textural (Figuras 26a, b, c), indican que la magnetización es mayor y más estable con respecto a los cristales MD (normalizado por sus volúmenes).

Para el batolito San Julián el paleopolo se comparó con el polo de referencia de Norte América de 140 Ma de Torsvik et al. (2012) y Besse y Courtillot et al. (2003). Los resultados indican una rotación aparente en sentido dextral de $19^\circ \pm 12.1^\circ$ y una inclinación hacia el NE de $-12.5^\circ \pm 13.5^\circ$ comparado con Torsvik et al (2012), mientras que con Besse y Courtillot (2003) las diferencias observadas indican rotación aparente en sentido dextral de $12.9 \pm 11.3^\circ$ e inclinación hacia el NE de $-9.2 \pm 12.8^\circ$ (Figura 32a; Tabla 7).

Tabla 7 Resultados de medias obtenidas por sitio paleomagnético para el complejo plutónico La Primavera y los plutones Calmallí (Gómez-Alvarez et al., 2022), Piedra Blanca y El Barril. Los paleopolos relativos a los polos estables de referencia para Norte América son de 140 Ma para La Primavera, 100 Ma para Calmallí y 90 Ma para Piedra Blanca y El Barril (Besse y Courtillot, 2003; Torsvik et al., 2012). Las discordancias obtenidas para todos los plutones analizados se encuentran dentro del 95% de límite de error (Demarest, 1983). Los parámetros estadísticos están definidos como sigue: declinación media del sitio (Dec) e inclinación (Inc); límite de confianza (α_{95}° ; Fisher 1953); número de muestras (n); parámetro de precisión (k); coordenadas correspondientes al Paleopolo Geomagnético Virtual (VGP) en latitud (Lat) y longitud (Long). Los sitios con * no fueron considerados para la media obtenida del polo debido a sus valores atípicos con diferencias mayores a 30° relativo a las tendencias medias de la mayor parte de los sitios. Abreviaturas: MNR=magnetismo natural remanente; S.M= susceptibilidad magnética en laboratorio.

Sitio	Norte	Este	Dec°	Inc°	Long°E	Lat°N	α_{95}°	n	k	MNR (10 ⁻³ A/m)	S.M (10 ⁻³ SI)
Batolito San Julián											
SI-1*	3181126	213765	209	57.5	222.59	-17.75	21.9	4	18.6	213.6	19.43
SI-2*	3182582	217438	237.8	47.4	197.11	-10.35	17.6	6	15.43	243.6	32.3
SI-3*	3185678	219893	273.2	40.6	175.44	13.59	23.9	6	8.82	5.3	130.7
SI-4	3187500	220646	338.2	56.5	186.14	70	15.9	8	13.16	170.0	7.007
SI-5	3189965	221390	1	49.1	283	88.55	11.3	6	36.28	82.3	3.5
SI-6	3190000	222806	347.7	52.3	180.32	78.7	19.3	6	13.01	191.9	10.2
SI-7	3189454	224367	6.7	37.8	26.26	80.25	8.4	6	63.87	4.5	78.9
SI-8	3189403	224523	2.6	49.7	298.88	87.18	16.3	5	22.93	27.9	4.1
SI-9	3205094	221540	326.6	59.1	187.07	60.51	9.9	5	60.76	110.2	1.9
SI-10	3209012	231034	340.2	44.5	152.24	72.26	18.9	6	13.55	175.9	5.6
SI-11	3203347	231951	350.6	48	159.89	81.77	10.2	6	43.83	4.8	0.43
Media observada			350.4	50.3	173.5	81.4	7.6	8	54.52		
Polo de Norte América 140 Ma									R ± δR	F ± δF	
Besse y Courtillot 2003					194.2	68.3	6		12.9° ± 11.3°	-9.2° ± 12.8°	
Torsvik et al. 2012					198.2	62.6	7.1		19° ± 12.1°	-12.5° ± 13.5°	
Sitio	Norte	Este	Dec°	Inc°	Long°E	Lat°N	α_{95}°	n	k	MNR (10 ⁻³ A/m)	S.M (10 ⁻³ SI)
Calmallí											
SOM 1	3118638	261720	354.9	44.5	133.64	85.03	2.2	12	386.37	0.225	1.78
SOM 2	3120120	261541	2.1	47.3	328.38	88.13	2.9	10	275.84	0.422	4.77
SOM 3	3121546	261320	1.5	61.2	251.15	75.85	11.9	5	24.59	0.342	2.22
SOM 4	3123370	265411	356.2	38.5	95.31	82.63	7.1	12	38.22	0.229	17.89
SOM 5	3123402	264007	351.5	53.1	195.56	80.9	13.2	6	26.71	0.080	5.68
SOM 6	3123040	264140	347.3	28.6	111.48	72.51	9.5	9	30.24	0.271	5.28
SOM 7	3122954	264064	341.1	43.5	151.5	72.91	13.6	10	13.51	0.016	1.83
SOM 8	3121636	263537	353.3	39.1	112.97	81.41	7	6	93.16	0.355	4.01
SOM 9	3119788	263159	348	44.6	149.02	79.16	6.4	11	52.16	0.092	2.52
SOM 10	3113281	256906	359.5	33	69.28	79.78	9.3	8	36.25	0.388	37.95
SOM 11	3113083	256932	358.6	34.1	74.59	80.42	5.1	9	102.51	0.292	28.95
P1	3125467	266508	355.9	36.4	92.62	81.2	4.6	10	96.63	0.090	6.86
P2	3125616	267116	3.3	42.6	25.75	85.41	6.3	7	92.23	0.352	2.02
P3	3124754	268586	360	41.6	66.6	85.74	5.7	9	81.2	0.185	7.38
P8	3121621	272536	357	33.7	82.98	79.86	8.1	5	89.18	0.268	6.9
Media observada			355.2	41.6	113	83.9	4.5	15			
Polo de Norte América 100 Ma									R ± δR	F ± δF	
Besse y Courtillot 2003					195.8	76.6	6.7		8.1° ± 8.8°	-13.9° ± 10.6°	
Torsvik et al. 2012					180.7	75.6	13.1		10.9° ± 15.1°	-11° ± 18.4°	

<i>Sitio</i>	<i>Norte</i>	<i>Este</i>	<i>Dec°</i>	<i>Inc°</i>	<i>Long°E</i>	<i>Lat°N</i>	<i>α95°</i>	<i>n</i>	<i>k</i>	<i>MNR</i> (10 ⁻³ A/m)	<i>S.M</i> (10 ⁻³ SI)
<i>Piedra Blanca y El Barril</i>											
<i>P4</i>	3130641	266150	351.4	37.7	116.17	79.39	5.7	7	31.53	0.008	0.07
<i>P5</i>	3128968	266252	341.9	56.8	192.43	72.35	5.7	4	48.5	0.003	0.07
<i>P6</i>	3133788	265522	359.9	50.8	245.39	86.81	8.1	6	69.64	0.002	0.08
<i>P7</i>	3123290	285217	350.5	32.5	108.28	76.23	12	4	59.54	0.061	2.28
<i>P9</i>	3116713	275172	3.9	23.6	53.31	73.59	10	6	45.62	0.029	2.78
<i>P10*</i>	3126327	288131	297.7	52.2	178.32	36.94	18.2	4	26.46	0.24	6.25
<i>P11*</i>	3122661	290938	274	72.3	210.38	25.65	13.9	4	44.62	0.44	0.23
<i>P12</i>	3123827	286926	350.1	53.9	195.32	79.58	7.5	6	80.86	0.001	0.32
<i>P13*</i>	3120436	283500	296.4	52.2	178.62	35.87	19.8	9	7.69	0.109	0.30
<i>Ba1</i>	3137308	304769	348.1	36.5	123.03	76.53	10.1	9	26.98	0.065	17.14
<i>Ba2</i>	3126225	308387	3	26.5	55.29	75.41	22.4	5	12.61	0.241	4
<i>Ba3</i>	3125642	309479	359.2	42.9	79.89	86.53	10.1	9	26.84	0.010	3.12
<i>Ba4</i>	3122236	309446	350.7	50.6	179.65	81.39	13.3	7	21.7	0.025	3.43
<i>Ba5</i>	3121923	309356	330.1	60.1	192.32	62.52	15.5	6	19.64	0.017	4.96
<i>Ba6</i>	3121519	309354	340.4	38.4	140.63	71.04	16.9	5	21.53	0.019	4.95
<i>Ba7</i>	3126792	307372	340.6	50.4	171.21	72.94	9.9	7	37.88	0.058	1.23
<i>Ba8*</i>	3134314	300287	63.4	51.1	316.5	35.8	16.9	4	17.33	0.231	9.04
<i>Ba9*</i>	3135272	302714	45.8	46.7	326.2	49.9	14.7	6	21.74	0.335	10.98
<i>Ba10*</i>	3128205	304412	25.9	41.3	342.2	66.3	12.5	7	24.24	0.245	17.13
<i>Ba11</i>	3128401	305184	6.6	47.5	332.4	84.19	3.4	8	263.5	0.004	0.29
<i>Ba12</i>	3134865	295287	338.3	36.2	139.13	68.61	9.7	7	39.51	0.048	6.38
<i>Ba13*</i>	3133191	299839	42.6	44.4	330	52.2	19.8	3	39.89	0.399	16.01
<i>Ba14</i>	3136135	307652	345.8	30.7	117.93	72.39	21.6	5	13.55	0.281	11.27
<i>Ba15</i>	3134378	311110	360	25.2	66.92	74.92	26.8	4	12.68	0.053	11.98
<i>Ba16</i>	3132245	311998	3.8	61.2	258.37	75.7	25.6	3	24.19	0.104	17.58
<i>Ba17</i>	3134756	313982	328.9	41.6	155.21	61.82	23	3	29.81	0.073	10.39
<i>Ba18*</i>	3136810	313797	308.7	25.2	150.38	40.12	25	4	14.46	0.073	18.68
<i>Ba20</i>	3141708	309559	324.1	56.3	182.1	58.77	22.9	4	17.05	0.152	1.48
<i>Ba21</i>	3141068	307557	334.1	40.3	149.94	66.1	21.8	3	33.15	0.010	1.13
<i>Ba22</i>	3139785	306490	359.6	58	245.18	79.65	19.5	3	40.98	0.037	10.31
<i>Ba23</i>	3139934	295506	359.4	42.3	74.99	86.11	18.2	4	26.34	0.011	2.33
<i>Ba24*</i>	3135941	303497	315.5	29.9	149.28	47.27	19.1	4	24.02	0.073	18.68
<i>Media observada</i>			348.9	43.9	154.6	79.8	5.6	22	31.4		
<i>Polo de Norte América 90 Ma</i>									R ± δR	F ± δF	
<i>Besse y Courtillot, 2003</i>					207.4	75.5	5.1		1.4° ± 8.3°	-14.2° ± 9.8°	
<i>Torsvik et al., 2012</i>					198.6	74.7	6.3		4.0° ± 9.2°	-13 ± 11°	

5.5.2 Plutón Calmallí

Las muestras del plutón Calmallí (Figura 23a) tienen valores de MNR entre 0.497 y 0.805 A/m. Los valores más altos generalmente son de cuarzdioritas y tonalitas. Las curvas de desmagnetización en los gabros y dioritas comúnmente muestran dos componentes, como se muestra en las Figuras 23c y 23d. La ChRM normalmente se resuelve con valores de AF desde 15 hasta 80 mT en gabros, y entre 20 y 120 mT en dioritas. En ambos tipos de roca, con desmagnetización térmica la ChRM fue resuelta entre 350° y 580° C. En algunos gabros y dioritas que contienen ilmenita con lamelas de exsolución de hematita, el vector de MNR no alcanzó el origen del diagrama ortogonal de Zijdeveld (1971; Figura 22e) aplicando el método AF probablemente debido a la presencia de una componente de alta coercitividad como la hematita.

En las muestras de cuarzdioritas y tonalitas fue común identificar dos o tres componentes de remanencia. La componente de más baja estabilidad fue removida por AF a los 2 mT por lo que parece estar asociada con magnetización remanente viscosa (MRV). La ChRM se resolvió generalmente en valores de AF intermedios entre 15 a 80 mT, o entre las temperaturas de desbloqueo de 350° y 610° C. Sin embargo, las temperaturas de desbloqueo frecuentemente no pudieron ser determinadas ya que algunas muestras se desintegraban por encima de los 350° C. Las texturas C2, C4, tipo sándwich y tipo compuesta-M (Tabla 4), observadas por análisis de MEB en óxidos confirman la ocurrencia de oxidación deutérica y procesos de exsolución en las rocas del plutón Calmallí. El desarrollo de dichas texturas promueve la formación de cristales SD y PSD, los cuales son portadores estables de magnetización termoremanente.

La dirección de cada sitio del plutón Calmallí se determinó con al menos cinco especímenes orientados utilizando el parámetro de precisión k (≤ 10) como criterio para la obtención de la media. El paleopolo para el plutón Calmallí muestra una aparente rotación en sentido dextral de $8.1^\circ \pm 8.8^\circ$ y $13.9^\circ \pm 10.6^\circ$ de inclinación aparente comparado con el polo de referencia de Besse y Courtillot (2003), mientras que comparado con el polo de referencia de Torsvik et al. (2012) se observó una rotación en sentido dextral de $10.9^\circ \pm 15.1^\circ$ y $11^\circ \pm 18.4^\circ$ de inclinación aparente (Tabla 7).

5.5.3 Plutón Piedra Blanca

Los sitios del plutón Piedra Blanca se pueden dividir en dos grupos de acuerdo con los valores de MNR, susceptibilidad magnética y minerales portadores de magnetización remanente.

El primer grupo, se ubica en el lado occidental del plutón Piedra Blanca (Figura 23b) y norte del plutón Calmallí. Se caracteriza por tener valores de MNR entre 0.0003 y 0.002 A/m y susceptibilidad magnética en un rango de 0.7×10^{-3} SI a 0.8×10^{-3} SI, siendo las rocas con mayor contenido de ilmenita con respecto a la titanomagnetita. El comportamiento de las curvas de desmagnetización en este grupo exhibe la presencia de dos componentes, ocasionalmente mostrando traslape de espectros discretos de coercitividad con AF y claramente separadas por temperaturas de desbloqueo. Después de la desmagnetización por el método AF, el vector comúnmente no alcanzó el origen del diagrama ortogonal, probablemente por la presencia de una componente de alta coercitividad o la influencia predominante de minerales antiferromagnéticos sobre los minerales ferromagnéticos, lo cual es una característica común en rocas graníticas (Figura 23f). La ChRM se resolvió comúnmente entre 100 y 250 mT y entre 300° y 580° C durante la desmagnetización térmica.

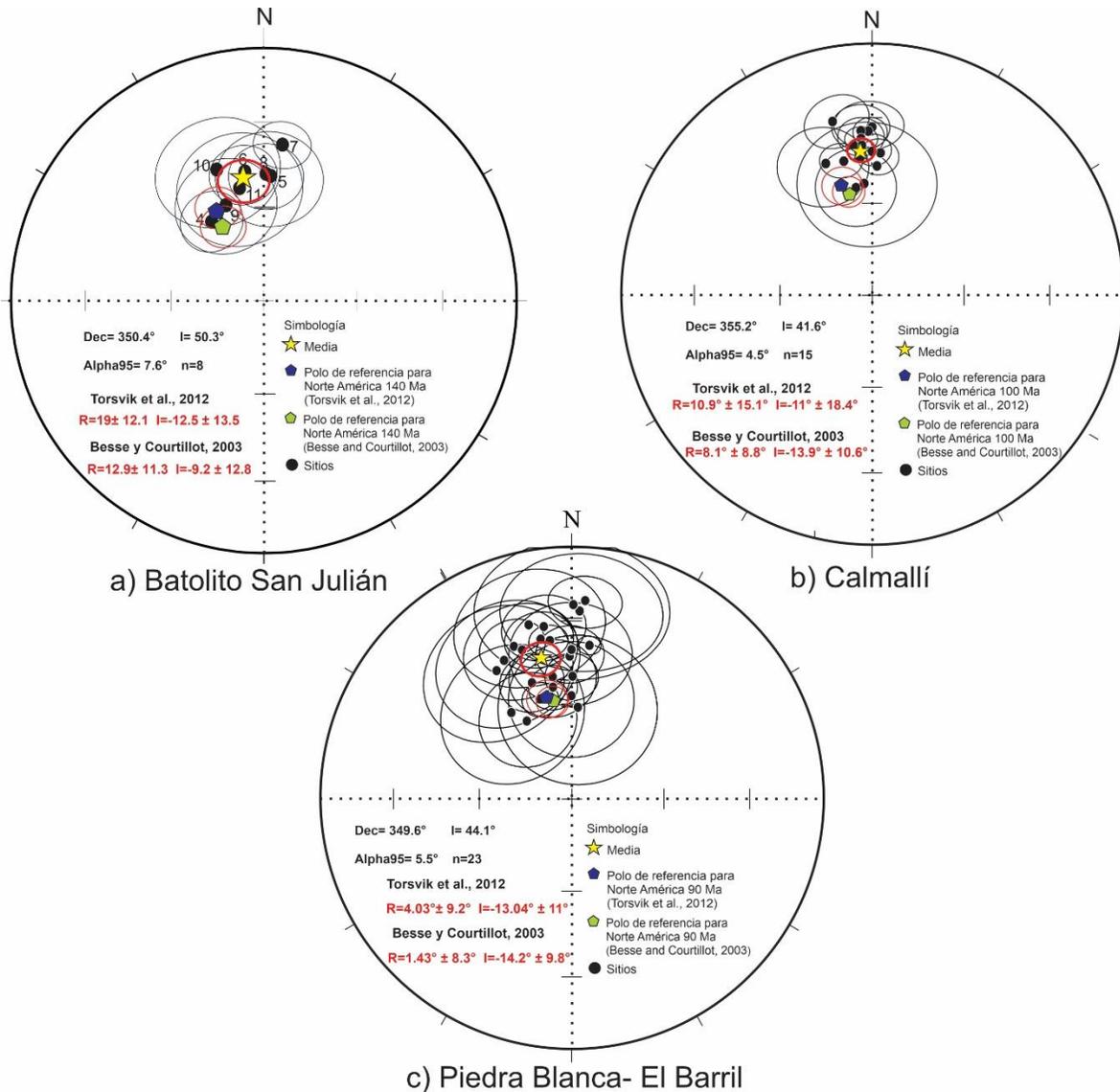


Figura 32. Proyección estereográfica de igual área de las medias de cada sitio con sus respectivos intervalos de confianza para las muestras de: a) batolito San Julián, b) plutón Calmallí, c) plutones Piedra Blanca y El Barril. La media total se observa con las estrellas rodeadas por los círculos rojos abiertos que representan su intervalo de confianza alpha95. Los pentágonos azul y verde representan las direcciones de referencia esperadas (dependiendo el autor que se escoja) para cada conjunto con base en su edad: a) 140 Ma, b) 100 Ma y c) 90 Ma.

El segundo grupo de muestras se encuentra en el lado sureste del plutón Piedra Blanca (Figura 23b). Sus valores de MNR y susceptibilidad magnética son más altos que el grupo anterior, con un rango entre 0.02 y 0.4 A/m y entre 0.2×10^{-3} SI y 6.2×10^{-3} SI, respectivamente. Los sitios P10, P11 y P13 de este grupo no se tomaron en cuenta para la estadística final porque arrojaron valores anómalos del polo magnético virtual (VGP; Figura 23b, Tabla 7). Las curvas de desmagnetización obtenidas por el método AF, consisten en dos componentes y la ChRM fue resuelta entre 50 y 95 mT. Las curvas generalmente no llegaron al

origen del diagrama ortogonal. Sin embargo, algunas muestras exhiben una componente secundaria menor con una tendencia lineal hacia el origen en valores bajos entre 13 y 20 mT (Figura 23g), por lo tanto se interpreta como la componente de ChRM. En este conjunto de rocas, la fase magnética principal es magnetita MD con ocasionales texturas de exsolución. Debido a la diferencia de edad de ca. 1-2 Ma del plutón Piedra Blanca con respecto al plutón El Barril y que los análisis de los óxidos de Fe-Ti indican que la magnetización remanente se adquirió durante el enfriamiento original de las rocas, casi al mismo tiempo en ambos plutones, los resultados paleomagnéticos fueron combinados y los resultados se presentan enseguida.

5.5.4 Plutón El Barril

El comportamiento magnético de los 23 sitios de esta suite magmática depende en gran medida de la fase magnética dominante y el tamaño de los cristales. Cinco sitios colectados de granodioritas del oeste (Ba8, Ba9, Ba10, Ba 13 y Ba 24) y el sitio Ba18 del lado este del plutón fueron excluidos del cálculo estadístico final por tener valores de VGP separados más de 30° de la media del conjunto total (Figura 23b, Tabla 7). Estas rocas se caracterizan por tener magnetita MD ópticamente homogénea ($> 100 \mu\text{m}$) como único mineral portador de magnetización aparente (Figura 26j), cuyos valores de MNR se encuentran entre 0.05 y 0.2 A/m y los altos valores de susceptibilidad magnética están en un rango de 9.04×10^{-3} SI a 18.6×10^{-3} SI. El resto de los sitios distribuidos a lo largo del plutón mostraron resultados aceptables dentro de los parámetros establecidos (Figura 23b). Las muestras exitosas muestran valores de MNR entre 0.004 y 0.39 A/m. La mayoría de las curvas de desmagnetización muestran la presencia de dos componentes y la ChRM generalmente se resolvió en valores intermedios de AF entre 20 y 65 mT (Figura 23h) y un rango de temperaturas entre 300° y 510° C durante la desmagnetización térmica. Algunas muestras revelan una trayectoria lineal directamente al origen del diagrama ortogonal a valores bajos de AF entre 15 y 30 mT, coincidiendo con las direcciones de la ChRM observadas en los sitios con datos más concordantes (Figura 22i).

Como ya se mencionó, las direcciones magnéticas de los plutones Piedra Blanca y El Barril se calcularon en un solo conjunto. Todas las direcciones medias de los sitios son de polaridad normal, como es lo esperado para rocas de 90 Ma del superchron del Cretácico. El paleopolo promedio obtenido para estos plutones muestra una rotación aparente de $4.0^\circ \pm 9.2^\circ$ en sentido sinistral, a una rotación dextral de $1.43^\circ \pm 8.3^\circ$ e inclinaciones aparentes de $-13.0^\circ \pm 11$ a $-14 \pm 9.8^\circ$, dependiendo del polo de referencia adoptado (Tabla

7). Las direcciones medias y las direcciones de referencia calculadas a partir de los polos de referencia del batolito San Julián y los plutones Calmallí, Piedra Blanca y El Barril, se muestran en la Figura 32, con sus respectivos límites de confianza α_{95} .

Capítulo 6. Discusión

El análisis geológico y paleomagnético del sur del CBP comprendido aproximadamente entre los paralelos 29° N y 28° N (valle de Agua Amarga y sierra El Arco, respectivamente) se presenta en dos secciones contrastantes por sus características estructurales y litológicas. La sección norte, ubicada a 14 km al oeste de Bahía de los Ángeles, se enfoca en el batolito San Julián (Figura 2), principalmente en su borde oriental (zona Agua de Higuera y zona La Zacatera) y sur (plutón San Ignacio), incluyendo el plutón Compostela del Cretácico Tardío. El conjunto litológico de la zona norte se caracteriza por formar un cinturón de deformación que, presumiblemente refleja la convergencia del arco Alisitos con el margen pasivo de Norteamérica. La sección sur que se localiza al norte de la sierra El Arco (Figura 2), incluye a los plutones más meridionales del CBP: Calmallí, Piedra Blanca y El Barril. La importancia de su estudio radica en el hecho de que el plutón Calmallí es un intrusivo típico de la zona oeste del CBP, no está deformado e intrusión a una secuencia volcánica-volcanoclástica deformada del Jurásico-Cretácico Inferior (J-Ki) (Contreras-López et al., 2018; Contreras-López et al., 2021a). Hacia el oriente, los plutones Piedra Blanca y El Barril han sido definidos como plutones tipo la Posta que caracterizan el este del CBP por su edad y ciertas similitudes geoquímicas (Kimbrough et al., 2001). Hacia el norte de la latitud de la sierra San Pedro Mártir (aproximadamente 30°N) los plutones tipo la Posta intrusionan secuencias de cuenca-talud y miogeoclinal del margen pasivo de Norte América (Alsleben et al., 2012b; Schmidt et al., 2014), las cuales también han sido reconocidas en el extremo oriental de la sierra Calamajué (Griffith y Hoobs, 1993; Campbell y Crocker, 1993).

6.1 Petrología y geoquímica de los plutones del Cretácico Inferior-Cretácico Superior del CBP (latitud 29° N)

El batolito San Julián, al que pertenecen los plutones deformados La Primavera y Agua de Higuera, se distingue por ser el rasgo magnético de mayor importancia en el sur del CBP, con valores de 400 a 1600 nT (Figura 33). Una granodiorita del borde suroriental del batolito dio una edad de concordia de 137.1 ± 0.39 Ma (Figura 12). En el norte del batolito, el plutón La Primavera se caracteriza por su zonamiento composicional, con rocas máficas sin deformación y aparentemente más antiguas al centro y bordes más jóvenes y deformados de composición tonalítica a granodiorítica. Hacia el este la deformación desarrolla fábricas miloníticas que se extienden a lo largo de 16 km (Figura 6). El conjunto litológico muestra una transición progresiva de menor a mayor deformación desde las unidades marginales del sureste del batolito San Julián (zona La Zacatera), a lo largo de un corredor estrecho de aproximadamente 3 km de

anchura, hasta las unidades félsicas expuestas ampliamente al noreste del batolito (zona Agua de Higuera). En ellas se observan fábricas magmáticas identificadas por enclaves microdioríticos que pudieron fluir como glóbulos paralelamente respecto los cristales tabulares (Figura 10b) y son subparalelas a las fábricas en estado sólido con estructuras S-C identificadas en las rocas encajonantes.

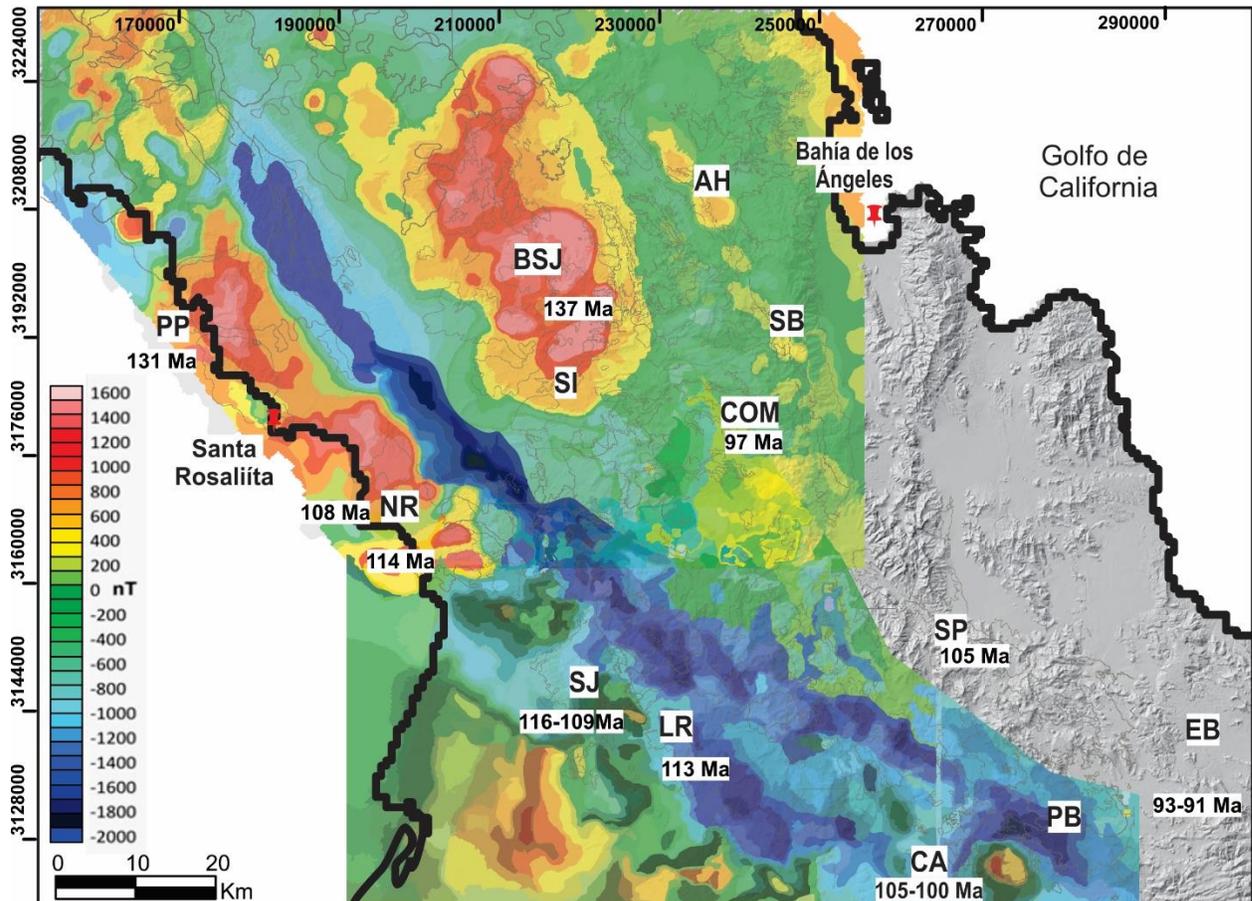


Figura 33. Mapa aeromagnético del sur del Cinturón Batolítico Peninsular modificado de Ávila- Ortiz et al. (2022). Se observa que las anomalías magnéticas de valores positivos se localizan principalmente en regiones donde se ha identificado magmatismo del Cretácico Temprano (batolito San Julián: BSJ y Punta Prieta: PP).

En las tonalitas y granodioritas de la zona La Zacatera (Figura 6) se identificaron fundidos intersticiales de cuarzo ópticamente homogéneo y en fracturas de plagioclasas y feldespato potásico, similares a las descritas al norte del plutón San José, ubicado hacia el oeste de San Pedro Mártir los cuales indican migración de fundido bajo condiciones de deformación (Vernon et al., 2004). En las granodioritas y granitos de la zona Agua de Higuera (Figura 6) la foliación está bien definida principalmente por los agregados de biotita y de cuarzo recristalizado que pudo originarse por fragmentación simultánea al emplazamiento del intrusivo. Sin embargo, la evidencia de migración del borde de grano inducida por

esfuerzo y la nucleación de algunos granos nuevos de cuarzo y plagioclasa indican que la dislocación por arrastre también es parte de la deformación (Passchier y Trouw, 2005).

Del análisis geoquímico se observó que las rocas de las zonas La Zacatera y Agua de Higuera se diferencian de las del plutón San Ignacio en el sureste. Las del noreste, Agua de Higuera, son ferroanas y calcoalcalinas, mientras que las del sureste, La Zacatera, son magnesianas y cálcicas (Figuras 13d y e), similar a la mayor parte de las rocas del plutón Compostela de 97.3 ± 1.3 Ma (Torres-Carrillo et al. 2022). Una característica distintiva de las rocas orientales del batolito San Julián (zonas La Zacatera y Agua de Higuera) es que más hacia el noreste su deformación es mayor, se enriquecen en SiO_2 con tendencias calcoalcalinas a alcalino-cálcicas y, a pesar de su naturaleza peraluminosa, minerales como la muscovita y el granate están ausentes. Patrones similares se han reportado en plutones cuya deformación evoluciona de frágil a dúctil dentro de una zona de cizalla. Un ejemplo similar es el del borde sureste del granito Mount Blanc en Los Alpes, donde las facies marginales del cuerpo están enriquecidas en SiO_2 por la disolución del cuarzo (Rolland et al., 2003). De acuerdo con Sihna et al. (1986) existe un aparente comportamiento de sistema abierto en regiones milonitizadas, en donde es común el empobrecimiento de los álcalis relativos al contenido de aluminio, por lo que un magma cuya naturaleza es inicialmente metaluminosa puede evolucionar a peraluminosa (Best, 2003).

Las rocas máficas del batolito San Julián se clasificaron petrográficamente como dioritas de hornblenda, geoquímicamente son magnesianas, metaluminosas, grafican cerca del arreglo de la hornblenda en el diagrama MAlI (Figura 13e) y tienen patrones de tierras raras subhorizontales (Figura 14a). Los patrones de tierras raras de las granodioritas y granitos de la zona La Zacatera se observan fuertemente fraccionadas con un descenso marcado en las tierras raras medias, lo que podría estar controlado por la hornblenda (Figura 14e). En líquidos félsicos e intermedios las REE son compatibles con la hornblenda, cuyos coeficientes de partición muestran valores significativos incluso cuando existe una cantidad moderada de dicho mineral (20% modal; Rollinson y Pease, 2021). En las rocas de la zona La Zacatera la abundancia de hornblenda (> 33% modal) pudo influenciar el patrón de REE. Los granitos milonitizados de la zona Agua de Higuera muestran un enriquecimiento en las LREE respecto a las HREE (Figura 14g) y anomalías negativas de Eu asociada a la cristalización de la plagioclasa, cuyas tendencias son consistentes con el plutón Punta Prieta de 131.5 ± 2.4 Ma (U-Pb en zircón) cuyas relaciones La_N/Yb_N se encuentran entre 0.8 y 2.8 (Figura 34a; Torres-Carrillo et al., 2022).

La fracción tonalítica sin deformación del plutón San Ignacio tiene características geoquímicas similares a los plutones orientales del Cretácico Superior Compostela y San Pedro estudiados por Torres-Carrillo et al. (2022). (Figura 14), lo que permitió diferenciarlas claramente de la serie magmática del batolito San Julián. Sus patrones de REE están fuertemente fraccionados (Figura 14c). El plutón oriental Compostela de 97.3 ± 1.3 Ma (Torres-Carrillo et al. 2022) es el intrusivo del Cretácico Superior más cercano al plutón San Ignacio, por lo que se infiere que este plutón podría tener una edad cercana a 100 Ma. La muestra 4 perteneciente al conjunto La Zacatera (Figura 6), reconocida propiamente como parte del batolito San Julián, muestra patrones de REE con las mismas características que las del plutón San Ignacio y relaciones La_N/Yb_N de 34.5, lo que sugiere que podría tratarse de un pulso tardío de una fuente con características similares al plutón San Ignacio y pudo intrusionar a la secuencia plutónica del Cretácico Temprano.

En la sección sur, las rocas del plutón Calmallí de ca. 100 – 105 Ma son notablemente pobres en feldespato potásico (Figura 19a) comparadas con las rocas orientales de los plutones Piedra Blanca y El Barril de 92 Ma en promedio Contreras-López et al. (2021b). Las muestras del plutón Calmallí definen un campo discreto con tendencia cálcica, mientras que las rocas de los plutones Piedra Blanca y El Barril forman un conjunto casi indistinguible más calcoalcalino (Figura 19). Los diagramas MALI y de SiO_2 vs Fe^* del plutón Piedra Blanca y particularmente las rocas del este del plutón El Barril, muestran similitudes con los plutones tipo La Posta, como se observa en el espectro que representa a los plutones La Posta, El Topo, Laguna Juárez y San Pedro Mártir de (Walawender et al., 1990; Figura 21d). Sin embargo, todos los plutones tipo La Posta son peraluminosos mientras que los plutones Piedra Blanca y El Barril grafican en los campos metaluminoso y peraluminoso cerca del valor límite 1.0 del diagrama ASI (Figura 21c).

En comparación a los plutones tipo La Posta en donde se observan cantidades considerables de muscovitas primarias, titanitas y ocasionalmente granates, en los plutones Piedra Blanca y El Barril la muscovita está presente como una fase accesoria, principalmente en las unidades pegmatíticas y el granate está ausente. En los plutones Piedra Blanca y El Barril se observa una variación composicional ligera de granodiorita de biotita en los bordes externos a granito de biotita hacia el interior. Contreras-López et al. (2018) indican que los patrones de REE del plutón Calmallí siguen una tendencia subhorizontal con un ligero enriquecimiento de LREE en dioritas y tonalitas, mientras que en las rocas de los plutones Piedra Blanca y El Barril el principal patrón de REE se encuentra fuertemente fraccionado con empobrecimiento en HREE como se ha documentado en los plutones orientales del norte y centro del CBP (Gromet y Silver, 1987; Contreras-López et al., 2021b;).

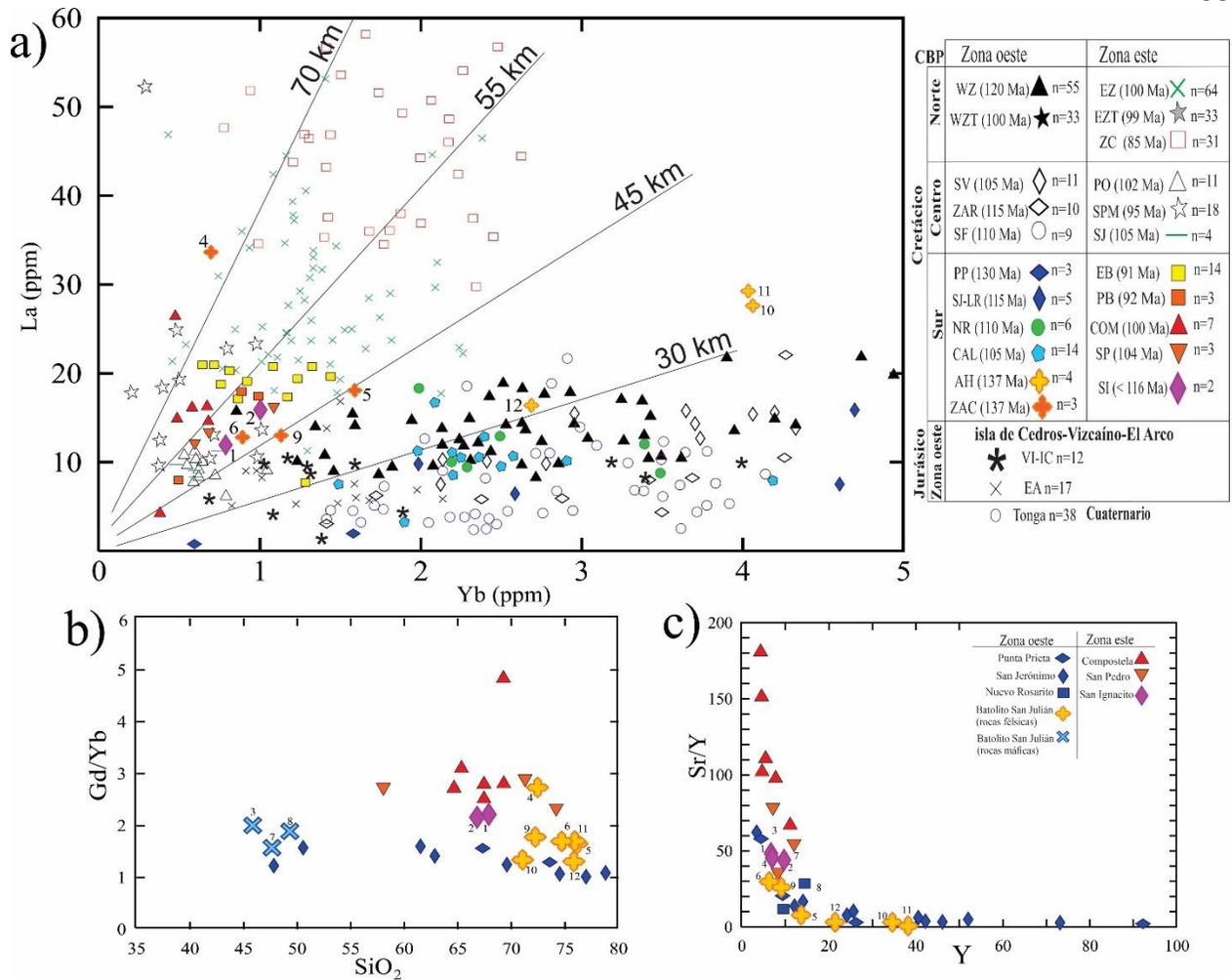


Figura 34. a) Diagrama de La vs Yb de los plutones de los segmentos norte, centro y sur del Cinturón Batolítico Peninsular, b) Gd/Yb y c) Sr/Y vs Y de los plutones del oeste y este de la porción meridional del CBP. Los tres diagramas son modificados de Torres-Carrillo et al. (2022). Se graficaron los datos del arco de Tonga del Cuaternario para comparación con un arco moderno (Chapman et al. 2020). Las líneas del diagrama a) que definen los espesores corticales se calcularon a partir de las relaciones empíricas establecidas por Profeta et al. (2015) de la relación La/Yb. Fuente de datos y abreviaturas: Norte: Morton et al. (2014): zona oeste (WZ), zona oeste transicional (WZT), zona este (EZ), zona este transicional (EZT) y zona continental (ZC). Centro: Wetmore et al. (2014): San Vicente (SV), La Zarza (ZAR), El Potrero (PO), San José (SJ); Morris et al. (2019): San Fernando (SF); Gastil et al. (2014): San Pedro Mártir (SPM). Sur: Torres-Carrillo et al. (2022): Punta Prieta (PP), San Jerónimo-La Rinconada (SJ-LR), Nuevo Rosarito (NR), San Pedro (SP), Compostela (COM); Contreras-López et al. (2018): Calmallí (CAL); Contreras-López et al. (2021b): Piedra Blanca (PB), El Barril (EB); Torres-Carrillo et al. (2020): isla de Cedros-Vizcaíno (VI-IC); Weber y Martínez (2021) y Contreras-López et al. (2021a): El Arco (EA); este estudio batolito San Julián dividido en: zona Agua de Higuera (AH), zona La Zacatera (ZAC) y el plutón San Ignacio (SI), n=número de muestras.

Para obtener una estimación del espesor cortical al que se formaron las rocas del batolito San Julián y del plutón San Ignacio, se graficaron las relaciones La_N/Yb_N (Figura 34a) en el diagrama propuesto por Chapman et al. (2015, 2019) y Profeta et al. (2015). En dicha gráfica se incluyen los resultados de Torres-Carrillo et al. (2022) en donde los autores observan una diferencia significativa entre los patrones de REE

de los plutones orientales y occidentales que coincide con el comportamiento observado por Gromet y Silver (1987), Todd et al. (2003), Kimbrough et al. (2015) y Gastil et al. (1990) en el norte y centro del CBP. En las muestras del batolito San Julián se obtuvieron relaciones de La_N/Yb_N con valores entre 4.06 y 14.46, indicando que se formaron en una corteza de espesor entre 30 y 45 km (Figura 34a). Los granitos del oriente del batolito San Julián (Zona Agua de Higuera) grafican en el campo de espesor cortical cercano a los 30 km. Dos muestras de la zona La Zacatera (5,6 y 9) grafican cerca del límite de 45 km de espesor. Los espesores corticales de las rocas del batolito San Julián se encuentran por encima del valor promedio de <20 km de profundidad que caracterizan a los plutones occidentales del sur del CBP, y por debajo del valor de >50 km sugerido para los plutones orientales (Torres-Carrillo et al., 2022), indicando condiciones intermedias de emplazamiento. Por su parte, las rocas del plutón San Ignacio grafican en el campo entre 45 km y 55 km, al igual que los plutones orientales del CBP, como San Pedro Mártir, San Pedro, Piedra Blanca y El Barril.

En el diagrama de Gd/Yb vs SiO_2 (Figura 34b) las rocas del batolito San Julián muestran una tendencia intermedia con respecto a los plutones occidentales del sur del CBP (Torres-Carrillo et al., 2022), mientras que las rocas del plutón San Ignacio tienen proporciones similares a las de los plutones Compostela y San Pedro, sugiriendo que el granate estuvo involucrado en la fuente magmática del cinturón oriental, tal como se ha documentado a lo largo del CBP (Lee et al., 2007). Las relaciones Sr/Y (Figura 34c) muestran en el conjunto del batolito San Julián un amplio rango de valores entre 0.72 y 55.3, con una tendencia similar a las rocas de los plutones occidentales Punta Prieta, San Jerónimo, La Rinconada y Calmallí (Torres-Carrillo et al., 2022; Contreras-López et al., 2021b; Figura 34c). Las relaciones Sr/Y se utilizan para inferir empíricamente la profundidad a la que ocurre la fusión parcial en la corteza ya que el Sr se concentra en las restitas a presiones < 1.0 GPa donde la partición en la plagioclasa es más fuerte. Sin embargo, a presiones más altas (>1.2 GPa), el Sr se incorpora a la fase líquida, por lo que proporciones mayores de Sr/Y significa mayor profundidad cortical (Profeta et al., 2015).

En la Figura 35a se muestran las medias de las relaciones Sr/Y de los plutones mesozoicos que afloran en todo el CBP, en función del tiempo indicando que el espesor de la corteza aumentó ya sea, por la maduración del arco, o por acreción tectónica. Los resultados son consistentes con los reportados por Torres-Carrillo et al. (2022), quienes representan las relaciones La_N/Yb_N en función de las edades de los intrusivos así como su relación empírica con el espesor cortical (Figura 35b).

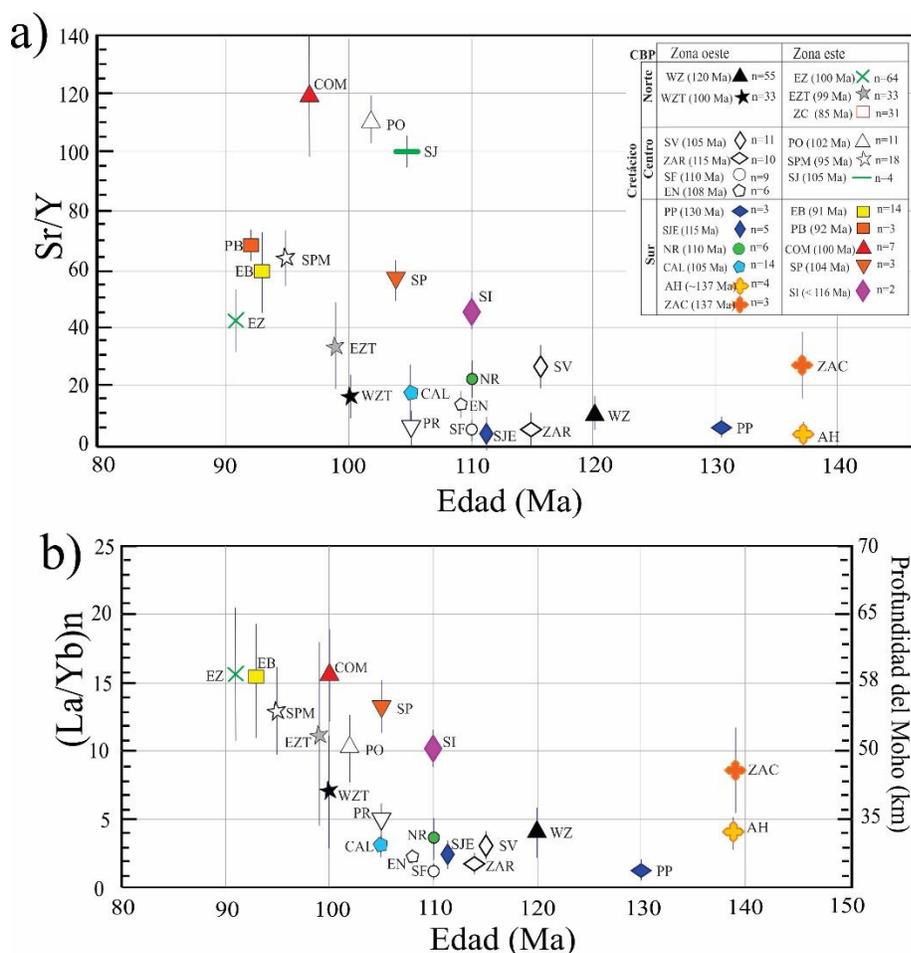


Figura 35. a) Promedio de la relación Sr/Y contra edad y b) diagrama retomado de Torres-Carrillo et al. (2022) del promedio de la relación La/Yb normalizada a condrita contra edad. Ambos diagramas muestran rocas con contenidos de SiO₂ mayor a 55% de las rocas plutónicas del Cretácico Temprano y Tardío que afloran en el norte, centro y sur del Cinturón Batolítico Peninsular, utilizando la relación empírica propuesta por Profeta et al. (2015). Los datos geocronológicos y geoquímicos provienen de: Norte: Morton et al. (2014): zona oeste (WZ), zona oeste transicional (WZT), zona este (EZ), zona este transicional (EZT) y zona continental (ZC). Centro: Wetmore et al. (2014): Encinosa (EN) San Vicente (SV), La Zarza (ZAR), El Potrero (PO), San José (SJ); Morris et al (2019): San Fernando (SF); Gastil et al. (2014): San Pedro Mártir (SPM). Sur: Torres- Carrillo et al. (2022): Punta Prieta (PP), San Jerónimo (SJE), Nuevo Rosarito (NR), San Pedro (SP), Compostela (COM); Contreras-López et al. (2018): Calmallí (CAL); Contreras-López et al. (2021b): Piedra Blanca (PB), El Barril (EB); este estudio batolito San Julián dividido en: zona Agua de Higuera (AH), zona La Zacatera (ZAC) y el plutón San Ignacito (SI), n=número de muestras.

Los resultados indican que durante el emplazamiento del batolito San Julián en el Cretácico Temprano y hasta aproximadamente 104 Ma (edad del plutón San Pedro), en el cinturón occidental del sur del CBP no hubo influencia de una fuente cortical profunda, en contraste con los procesos magmáticos orientales posteriores. Únicamente las rocas de la zona La Zacatera de ca. 137 Ma del batolito San Julián muestran relaciones Sr/Y y La_N/Yb_N ligeramente más elevadas con relación al resto de los intrusivos del Cretácico Inferior (Punta Prieta y Agua de Higuera). Los patrones de La vs Yb observados en el cinturón de plutones

occidentales del sur del CBP, sugieren que la corteza del arco Alisitos tuvo un espesor similar al arco de Tonga durante el Cretácico Temprano (Figura 34a). En contraste, Contreras-López et al. (2021b) indica que las concentraciones de tierras raras y la composición isotópica de Sr, Nd y Hf de los plutones Piedra Blanca y El Barril (92-90 Ma) proporcionan evidencia de la evolución de una corteza de arco a través de procesos de engrosamiento cortical por actividad magmática y retrabajo de material juvenil. Los mismos autores, con base en el análisis de curvas de mezcla entre Sr-Nd y Nd-Hf de tres muestras de los plutones Piedra Blanca y El Barril, observan una correlación con rocas metasedimentarias encajonantes del Triásico del noroeste de México, descartando contaminación con un basamento precámbrico.

6.2 Relaciones estructurales entre unidades pre-batolíticas

Las rocas encajonantes del batolito San Julián afloran desde el oeste del plutón Compostela, hasta la carretera federal hacia Bahía de los Ángeles en la región Valle de Agua Amarga – San Borja (Figura 6). Forman una secuencia de lavas y rocas volcánicas interestratificadas con horizontes samíticos con matriz de carbonatos, metamorfizada en facies de esquistos verdes. Por sus características petrográficas, texturales y estructurales la secuencia encajonante del batolito San Julián se correlaciona con las unidades de depósitos intra-arco de las regiones de Calamajué, Nuevo Rosarito y sierra El Arco cuyas edades se encuentran entre 164 y 140 Ma (Griffith y Hoobs, 1993; Valencia-Moreno et al., 2006; Peña-Alonso et al., 2015; Contreras-López et al., 2021a), lo que extiende el alcance del arco de islas del Jurásico-Cretácico Temprano (J-Ki) hasta el occidente de la sierra La Libertad (Figura 2). Desde la región de Calamajué hasta la sierra El Arco, el conjunto litológico encajonante se caracteriza por su foliación penetrativa subvertical con orientación NW/SE, estructuras S-C, lineaciones minerales en *stretching* y clastos sigmoidales, indicando deformación en régimen dúctil predominantemente.

En otro nivel de análisis, la cinemática de cada región se resume en la Figura 36, donde se observa que las unidades de arco del J-Ki en la región de Calamajué afloran dentro del cinturón de deformación y están caracterizados por tener lineaciones metamórficas con tendencia perpendicular a sus planos de foliación, con *plunge* promedio en 70°/73° (Figura 36B.a; Alsleben et al. 2014). En la región de San Julián-San Ignacio el plano de foliación promedio se encuentra en 330°/85° con lineaciones ortogonales en dirección NE/SW y *plunge* promedio en 65°/26° (Figura 36B.b), mientras que hacia el SW, en la región de Nuevo Rosarito, Peña-Alonso et al. (2015) identifican patrones estructurales similares a los de la región del batolito San Julián, en secuencias volcánicas esquistosas y granitoides con texturas miloníticas de edad Jurásica.

Los mismos autores describen lineaciones que generalmente son oblicuas a sus planos de foliación en dos direcciones principales: NW/SE y NNE/SSW con un promedio del vector principal de acortamiento en $72^{\circ}/36^{\circ}$ (Figura 36B.c). En la sierra El Arco las lineaciones, generalmente oblicuas con respecto a sus planos de foliación metamórfica, se orientan NW/SE con *plunge* promedio en $26^{\circ}/22^{\circ}$ (Figura 36B.d).

Las observaciones de los patrones estructurales de fallamiento a lo largo de la secuencia J-Ki en el sur del CBP (Figura 36C), sugieren un régimen compresional cuya orientación varía casi 60° , desde $N80^{\circ}E$ en 1 (batolito San Julián), hasta $N15^{\circ}E$ en 3 (sierra El Arco). Las foliaciones metamórficas son consistentes con el régimen obtenido del fallamiento, toda vez que los planos promedio en las mismas regiones varían de $N70^{\circ}E$ en Calamajué a $N26^{\circ}E$ en la sierra El Arco, esto es, una diferencia de 50° .

La cinemática de los plutones del Cretácico Temprano con texturas protomiloníticas y miloníticas es relevante porque se conoce su edad y porque están intrusionados por plutones no deformados. Por ejemplo, en Calamajué, el plutón Las Palmas de ca. 95 Ma intrusiona a una secuencia que incluye un intrusivo de ca. 144 Ma (Alsleben et al., 2014) y a lavas de ca. 156 Ma (Griffith y Hoobs, 1993). En el borde SE del batolito San Julián el plutón deformado tiene ca. 137 Ma está casi en contacto con el plutón Compostela de ca. 97 Ma (Torres-Carrillo et al., 2022), y en Nuevo Rosarito, los plutones deformados tienen una edad de ca. 152 Ma y están intrusionados por tonalitas no deformadas de ca. 108 Ma (Peña-Alonso et al., 2012). En el borde oriental de batolito San Julián, las zonas La Zacatera y Agua de Higuera (Figura 36D) la foliación magnética obtenida de la anisotropía de susceptibilidad magnética arroja lineaciones que se alojan a lo largo de un plano que en promedio se orienta NW/SE. La orientación del plano es prácticamente la misma que la obtenida en milonitas y ultramilonitas en los intrusivos de la región de Nuevo Rosarito por Peña-Alonso et al. (2015) (Figura 36D).

En el norte del batolito San Julián, en el plutón La Primavera, Ávila-Ortíz (2021) encuentra a partir de un análisis estructural y con datos aeromagnéticos que el núcleo del plutón tiene un aspecto cilíndrico, mientras que sus bordes están intensamente deformados. En el sureste (zona La Zacatera) y este (zona Agua de Higuera) del batolito San Julián la foliación vertical magmática se acomoda sistemáticamente conforme se avanza en dirección NE haciéndose paralela al eje de deformación regional. Hacia el NE la forma oblata de las fábricas magnéticas sugieren un eje de compresión sub-horizontal desarrollado durante el emplazamiento de esa porción del batolito. Se ha observado que este cambio progresivo de orientación caracteriza un cambio de esfuerzos desde la sobre-presión del magma durante su emplazamiento ascendente a una deformación dominada por esfuerzos en un ambiente transpresivo,

como se ha documentado en el plutón granítico Mono Creek, sierra Nevada durante el Cretácico Tardío (Saint Blanquat y Tikoff, 1997). Las foliaciones magmáticas y magnéticas de las rocas de las zonas La Zacatera y Agua de Higuera son paralelas entre sí (Figura 29).

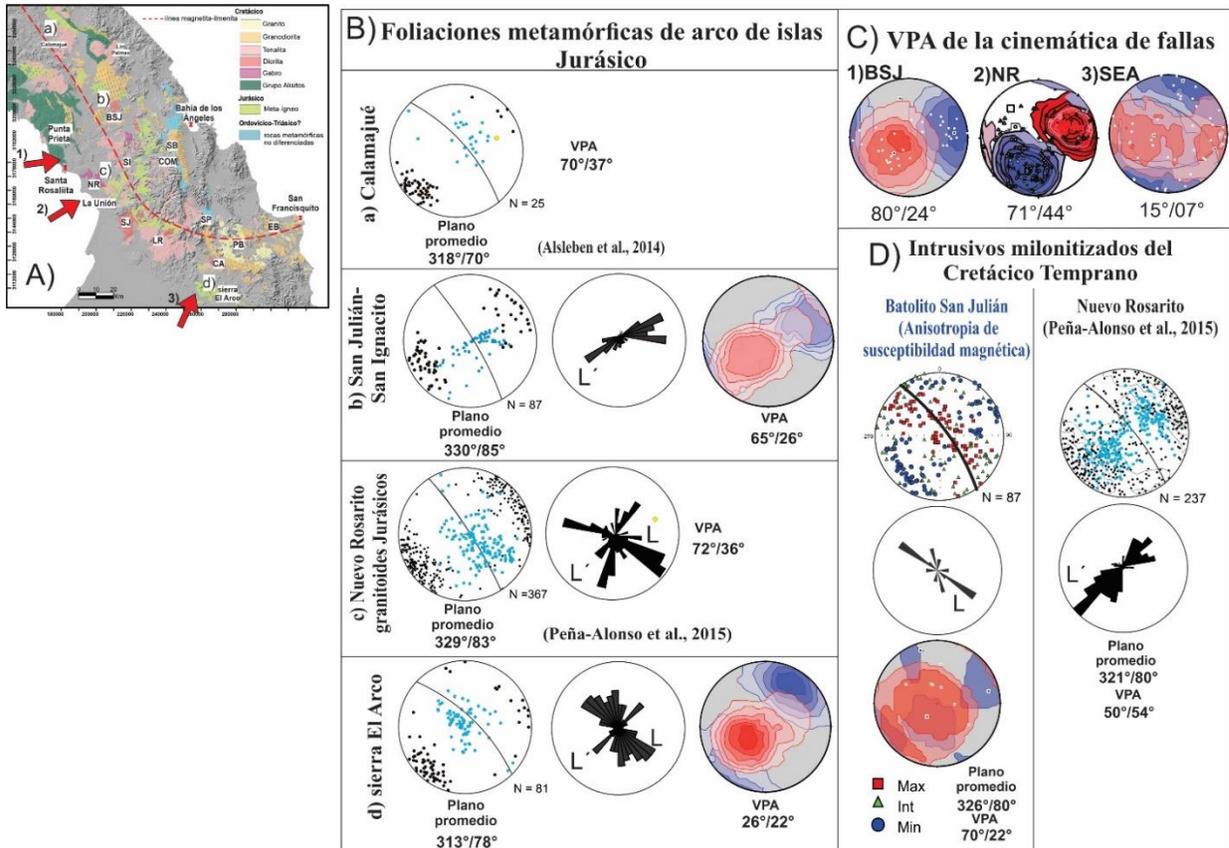


Figura 36. A) Mapa litológico de las unidades batolíticas y prebatolíticas del área de estudio indicando, como referencia, la línea magnetita-ilmenita de Gastil et al. (1990). Las flechas en rojo representan las direcciones resultantes de compresión de los vectores principales de acortamiento definidos por análisis cinemático regional de fallas que se muestra en los diagramas en D. B) Resumen de la cinemática observada en las secuencias de arco de islas del Jurásico, que afloran desde la región de Calamajué hasta la sierra El Arco, a partir de las foliaciones metamórficas. C) Los estereogramas de contornos de compresión (azul) y tensión (rojo) del análisis regional de fallas indicando la dirección del vector principal de acortamiento (VPA); 1) BSJ: región batolito San Julián, 2) NR: región Nuevo Rosarito. D) cinemática de los intrusivos pre-batolíticos milonitizados de la región de Nuevo Rosarito y del batolito San Julián (BSJ). Los datos del BSJ se obtuvieron a partir del análisis anisotropía de susceptibilidad magnética, el resto de los datos es información estructural recabada en campo por diferentes autores y en este estudio. La ubicación de los conjuntos se observa en el mapa superior derecho. En los estereogramas se muestra el plano promedio de foliación, los polos se muestran con los puntos negros y los puntos azules representan las lineaciones minerales. En los diagramas de pétalos se muestran las tendencias principales de las lineaciones, identificándose dos principales: L en dirección NW/SE y L' en dirección NE/SW. Abreviaturas de plutones del Cretácico: CA-Calmallí; COM-Compostela; EB-El Barril; LR-La Rinconada; NR-Nuevo Rosarito; PB-Piedra Blanca; SB-San Borja; SI-San Ignacio; SJ-San Jerónimo; SP-San Pedro.

En los intrusivos de la zona La Zacatera se observan componentes de un flujo progresivo no coaxial (Figura 29) que puede explicarse por el contraste de viscosidad de las rocas principalmente granodioríticas tal y como lo ha documentado Paterson et al. (1998) en los frentes de cristalización. Hacia el norte, en la zona Agua de Higuera, las foliaciones magmáticas y magnéticas tienden a ser paralelas a la foliación metamórfica de las rocas encajonantes. Por su parte, los *plunges* de las lineaciones magnéticas son oblicuas con respecto a los planos anteriores (Figuras 29 i, j, k).

Las fábricas magnéticas del borde del batolito San Julián en la zona de Agua de Higuera indican la influencia de esfuerzos regionales. Las fábricas observadas en el intrusivo Agua de Higuera son continuas a lo largo de ~16 km del oriente del batolito San Julián definiendo una amplia zona de deformación que ha podido documentarse con datos aeromagnéticos entre 15 km y 20 km en las localidades de Agua de Higuera y La Zacatera, respectivamente (Lozano Hernández, 2021).

Como han documentado autores como Carreras et al. (2013) o Tikkof y Teyssier (1994), en el área de estudio se interpreta que el borde de deformación afectado por esfuerzos transpresivos pudo formar la zona de cizalla, cuya geometría y cinemática se modifica conforme los esfuerzos principales se acomodan por las distintas competencias de las rocas dando como resultado un sistema de deformación particionada hacia la superficie. Estas condiciones también se han documentado en el norte del plutón San José al oeste de San Pedro Mártir, en donde las fábricas formadas en estado sólido muestran indicios de deformación compresiva durante las últimas etapas de emplazamiento del intrusivo hace ca. 105 Ma (Vernon et al., 2004; Schmidt et al., 2009).

Al régimen tectónico transpresivo que deformó las secuencias de arco durante el Cretácico Temprano se asocia el desarrollo de zonas de cizalla, algunas de las cuales son coetáneas al magmatismo del arco. En el caso particular del batolito San Julián, cuya parte central máfica es más antigua y estaba solidificada, le siguió el emplazamiento de pulsos de composición tonalítica y granodiorítica, los cuales se deformaron plásticamente para desarrollar las milonitas de los plutones de Agua de Higuera y La Zacatera.

En ese sentido el último estadio de emplazamiento de las rocas orientales involucra la intrusión magmática asistida tectónicamente favoreciendo el levantamiento de las unidades más máficas del centro del batolito, tal como se ha documentado en algunos plutones de la sierra Nevada, California, promoviendo su exhumación (Figura 37; Saint Blanquat et al., 1998).

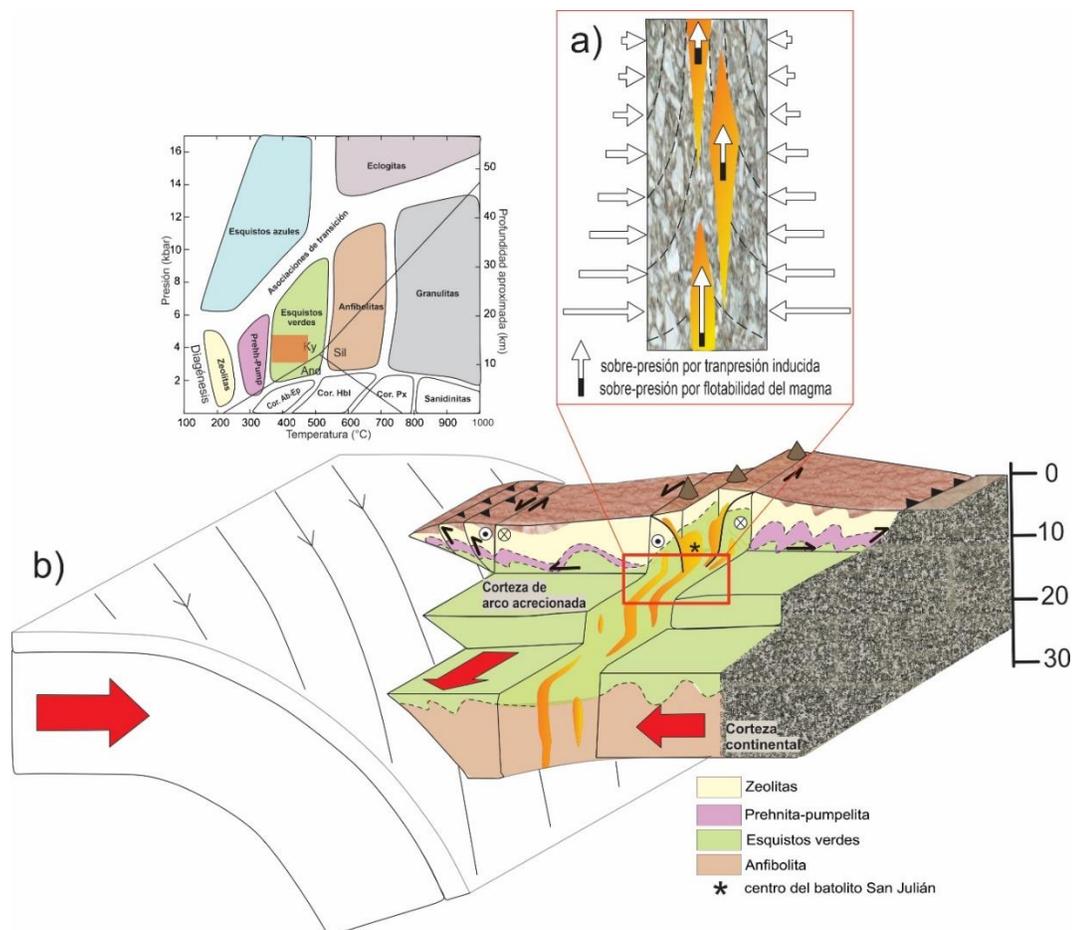


Figura 37. a) diagrama de sobre-presión del magma, como resultado de fuerzas de flotabilidad, y sobre-presión tectónica modificado de Saint Blanquat et al. (1998). Ambos factores producen transporte y ascenso del magma en zonas de ambientes transpresivos. Las flechas horizontales indican que fuerzas de transpresión inducida disminuyen hacia la superficie. b) geometría tridimensional de arco magmáticos con movimiento oblicuo de la litósfera oceánica. El acoplamiento mecánico entre las litologías de la corteza superior con el manto superior se facilita por la distribución de cizallamiento en la corteza inferior. En el diagrama de facies metamórficas el rectángulo rojo sólido es correspondiente con el rectángulo rojo abierto del esquema a), mostrando los campos de presión y temperatura aproximada en los que se encontraba el batolito San Julián durante el emplazamiento sintectónico.

6.3 Implicaciones tectónicas: Deformación, cierre de cuencas y acreción durante el Cretácico Temprano

El símil más cercano a las estructuras observadas en la región oriental del batolito San Julián se encuentra en el sur de la sierra San Pedro Mártir, donde se observa la deformación a lo largo de la zona entre el arco Alisitos y las cuencas trasarco adyacentes al margen continental de Norteamérica. Dicha región ha sido interpretada como una zona de sutura donde el empuje tectónico de ambos bordes desarrollan una estructura de abanico de doble vergencia (Schmidt y Paterson, 2002; Schmidt et al., 2009). Dicha convergencia, se ha documentado para un periodo de más de 40 Ma, la cual desarrolló una zona de

deformación cuya anchura en el sur de San Pedro Mártir es de aproximadamente 20 km (Schmidt y Paterson, 2002). Tales autores encuentran intrusivos milonitizados de ca. 118 Ma y mencionan que la actividad magmática es continua durante el periodo mencionado y proponen que se extiende a lo largo de la mayor parte de los casi 800 km de exposición del CBP por lo menos hasta la región de Calamajué. Dicha deformación es más o menos contemporánea al evento de deformación y metamorfismo de las secuencias intra-arco del segmento Nuevo Rosarito-El Arco. Peña-Alonso et al. (2015), quienes indican que las rocas de arco de islas J-Ki de la región de Nuevo Rosarito se encontraban bajo un régimen compresional con una componente oblicua que pudo iniciar hace 132 Ma. En el batolito San Julián pudo existir cierto grado de acoplamiento mecánico entre la roca encajonante y la cámara magmática, por lo que la deformación comenzaría antes de 137 Ma y continuar durante su emplazamiento.

En el mapa magnético de la Figura 33 se observa que el occidente del batolito San Julián está delimitado por una franja longitudinal con orientación NW/SE de valores magnéticos bajos entre -2000 y -800 nT. Hacia el sur, dicha alineación de bajos valores magnéticos se bifurca en una geometría que parece rodear los principales cuerpos plutónicos de Cretácico Tardío. Por lo que se infiere que dichos bajos magnéticos podrían representar los horizontes volcanoclásticos, psamíticos y pelíticos asociados a cuencas intra-arco, con edades máximas de depósito entre 140 y 132 Ma (Peña-Alonso et al., 2015), que posiblemente acomodaron una proporción importante del esfuerzo total durante la contracción del Mesozoico.

6.4 Emplazamiento de plutones posterior al cierre de cuencas: 116-90 Ma.

Los plutones más antiguos sin evidencias de deformación se encuentran en la región occidental de la zona de estudio. En el plutón San Jerónimo, los cuerpos dioríticos han sido fechados en ca. 116 Ma y el contiguo plutón La Rinconada arroja una edad de ca. 113 Ma (Torres-Carrillo et al., 2022), mientras que el plutón Nuevo Rosarito, máfico y deformado está intrusionado por tonalitas de ca. 108 Ma (Peña-Alonso et al., 2012). Hacia el interior del CBP, en las zonas de mayor deformación compresional asociada con la estructura regional de sutura, los plutones sin deformación, de norte a sur se han fechado en ca. 105 Ma en los plutones San José al W de San Pedro Mártir (Johnson et al., 2003), Las Palmas en Calamajué (ca. 95 Ma; Alsleben et al., 2014) y Compostela en la zona de estudio (ca. 97 Ma; Torres-Carrillo et al., 2022).

Siguiendo la misma tendencia estructural, hacia el SSE, en la región comprendida entre los plutones Compostela y Calmallí (ca. 105 Ma; Contreras López et al., 2018) no se han encontrado evidencias de

deformación atribuibles a la zona de sutura. Por ejemplo, la anisotropía de susceptibilidad magnética en las unidades tonalíticas del oeste del plutón Calmallí muestra orientaciones que siguen el patrón regional de la foliación metamórfica NW/SE de la secuencia de arco del segmento Nuevo Rosarito-El Arco del J-Ki (Figuras 17a y 31a). Lo anterior reafirma las interpretaciones anteriores (Contreras-López et al., 2018; Torres-Carrillo et al., 2022) acerca de que las fábricas de los intrusivos de la periferia de los plutones zonados está influenciada por las estructuras de las rocas encajonantes.

En contraste, el borde oriental del plutón Calmallí está yuxtapuesto por intrusión forzada con el plutón Piedra Blanca de ca. 92 Ma (Contreras-López et al., 2021b) dando como resultado el desarrollo de fábricas magnéticas oblatas ortogonales, tanto a los planos de foliación verticales, como a las texturas de estiramiento (*stretching*) a lo largo del contacto en lo que se interpreta como el frente de solidificación del intrusivo. Regionalmente, el plutón Piedra Blanca se caracteriza por su estructura de aspecto cóncavo, definida por las foliaciones magmáticas y magnéticas concéntricas y subparalelas a los bordes del sur y oriente del intrusivo. Las fábricas magmáticas de las rocas graníticas del centro del plutón son isotrópicas. Se interpreta que las fábricas observadas en los bordes pudieron desarrollarse por la expansión lateral del plutón félsico y viscoso que propiciará la rotación de cristales con tendencia a tener un arreglo perpendicular a la dirección de flujo (Paterson et al., 1998).

Hacia el oriente, el plutón Piedra Blanca está aparentemente amalgamado con el plutón El Barril, cuya edad es de ca. 93 Ma (Contreras-López et al., 2021b) según se infiere por la existencia de una amplia zona de mezcla presumiblemente de ambos plutones cerca del área de La Cuesta (Figura 17a). Hacia el interior del plutón El Barril, las estructuras con aspecto de cresta que lo caracterizan se formaron posiblemente por fundidos residuales infiltrados a lo largo de fracturas de expansión o contracción en el techo de la cámara magmática. A diferencia de los plutones del oriente del CBP, como el plutón San Pedro Mártir, o los tipo La Posta en California, E.U.A., que intrusionan a rocas paleozoicas de afinidad continental u otras secuencias del Mesozoico (Gastil, 1975; Johnson et al., 1999; Schmidt et al., 2014; Walawender et al., 1990). En los plutones Piedra Blanca y El Barril las únicas evidencias de rocas encajonantes están representadas por los xenolitos y pantallas con firmas isotópicas parecidas a las rocas metaígneas jurásicas de la sierra El Arco o de tonalitas del plutón Calmallí (Contreras-López et al., 2021a).

La tendencia de las foliaciones entre las rocas encajonantes del oeste del plutón Calmallí y una pantalla metaígneas en la localidad de La Rampa tiene una orientación concordante hacia el NW (Figura 17a). Se interpreta que el techo de la cámara magmática pudo hundirse dentro del magma menos denso por efecto

de rebaje (*stopping*). Los bloques de rocas encajonantes embebidos dentro del magma preservan su posición original debido a la baja presión de la cámara magmática y que no se movieron muy lejos de sus puntos de origen. Las viscosidades del magma promueven esfuerzos que debieron ser lo suficientemente altos para evitar un hundimiento pronunciado de los bloques (Dewey et al., 2002). Hacia el oriente, los sistemas magmáticos que se desarrollan en el plutón El Barril de dimensiones batolíticas muestran evidencias de descompresión súbita asociada posiblemente a la actividad volcánica explosiva formando brechas de escape (*breccia pipes*). Algunas fábricas magmáticas y magnéticas identificadas en el borde sur del plutón El Barril son consistentes con las variaciones locales de desviación de los indicadores de flujo por cuerpos sólidos preexistentes, sugiriendo que en esos sitios la viscosidad debida a la proporción alta de fundido era baja.

Los patrones estructurales y de anisotropía de susceptibilidad magnética en los plutones del Cretácico medio en el sur del CBP, como se mostró en el oeste del plutón Calmallí, son generalmente paralelos a la orientación de las foliaciones metamórficas de las rocas encajonantes. En los pulsos magmáticos más félsicos, las fábricas magmáticas y magnéticas parecen estar más controladas por procesos internos, según se definen en los procesos de sistemas más maduros y silíceos por Marsh (2015), característica compartida por distintos sectores de los plutones orientales Compostela, Piedra Blanca y El Barril.

6.5 Magnetismo y paleomagnetismo de los plutones cretácicos.

La variación regional de la susceptibilidad magnética a partir de los datos aeromagnéticos muestra un decremento hacia el oriente con un fuerte gradiente que, en el norte de la península ha definido la línea magnetita-ilmenita (Gastil et al., 1990). En el área de estudio, el batolito San Julián produce una anomalía en un área mayor a los 800 km², superior a cualquier otro plutón máfico de la zona occidental (Figura 33). La fracción diorítica del SE del batolito, en La Zacatera (Fig. 16a) arroja valores de susceptibilidad que alcanzan hasta 130 x 10⁻³ SI, mientras que los gabros y las dioritas del plutón Calmallí no superan los 45 x 10⁻³ SI. Los análisis semicuantitativos de los óxidos de Fe-Ti en el MEB de las rocas orientales del batolito San Julián, cuyas texturas son protomiloníticas a miloníticas, indican un predominio de magnetitas ópticamente homogéneas con porcentajes que alcanzan hasta el 53% en dioritas y tonalitas, y contienen cantidades variables de titanomagnetitas con lamelas de exsolución de ilmenita. En los granitos, las magnetitas representan el 70% de las fases magnéticas (Tabla 4), mientras que las granodioritas se caracterizan por tener un porcentaje mayor de texturas de exsolución de ilmenita en titanomagnetitas

(66%) y contenido mayor de cristales de dominio simple (SD) o pseudodominio simple (PSD). La ilmenita primaria ópticamente homogénea o con texturas de exsolución de hematita, aumenta progresivamente de oeste a este, desde las tonalitas en la zona la Zacatera hasta las granodioritas y granitos en la zona Agua de Higuera, donde hasta un 25%. Dichas concentraciones de óxidos de Fe-Ti se comprueban por las curvas termomagnéticas que indican una presencia mayor de titanomagnetitas con contenido bajo de Ti en las dioritas y las tonalitas, mientras que en las granodioritas y los granitos dominan las fases magnéticas ricas en Ti (Figura 28; Tabla 5).

Una misma roca puede tener variaciones de tamaño y forma de cristales ferromagnéticos, dando como resultado una amplia distribución de su temperatura de bloqueo (T_B) por debajo de la temperatura de Curie (T_C), pues un cristal dentro del umbral de la T_B y su magnetización remanente decae exponencialmente en un tiempo (τ) tal que le permite alcanzar la estabilidad magnética. Por ello, su fuerza coercitiva será capaz de retener la señal magnética adquirida y será un portador efectivo de registro paleomagnético (Butler, 2004). Dicho periodo, puede ser utilizado como indicador petrogenético dentro un sistema magmático, tomando en cuenta las características magnéticas de las fases ferromagnéticas identificadas (Frost, 1991). El rango de temperaturas de Curie observado en las rocas del batolito San Julián a partir de las temperaturas de saturación magnética es de 540° C a 580° C, indicando que los valores de las T_B podrían ser cercanos a la temperatura a la que ocurrió el emplazamiento y milonitización de los intrusivos.

En el sur, en el plutón Calmallí las muestras analizadas son ricas en magnetita, producen valores de susceptibilidad altos a los que se deben los altos aeromagnéticos (Figura 33). Los gabros y las dioritas tienen los valores más altos de susceptibilidad magnética promedio (27.1 y 20.2×10^{-3} SI, respectivamente; Figura 25), se caracterizan por contener mayormente ilmenita con lamelas de exsolución de hematita, además de magnetita ópticamente homogénea. Las ilmenitas con exsolución de hematita se correlacionan con condiciones de devolatilización, lo que implica liberación de oxígeno y condiciones altas de fugacidad de oxígeno (Frost, 1991).

En términos de estabilidad del magnetismo remanente, los productos de exsolución y/o oxidación deutérica tienden a ser portadores efectivos de magnetismo debido a que en ambos procesos, el tamaño de cristales magnéticos efectivos disminuye, formando cristales SD o PSD con una magnetización termorremanente estable (MTR; Pollard, 1999). Los productos de oxidación identificados en los minerales de Fe-Ti hospedantes como ilmenita, hematita y rutilo son minerales de alta temperatura (Haggerty, 1991).

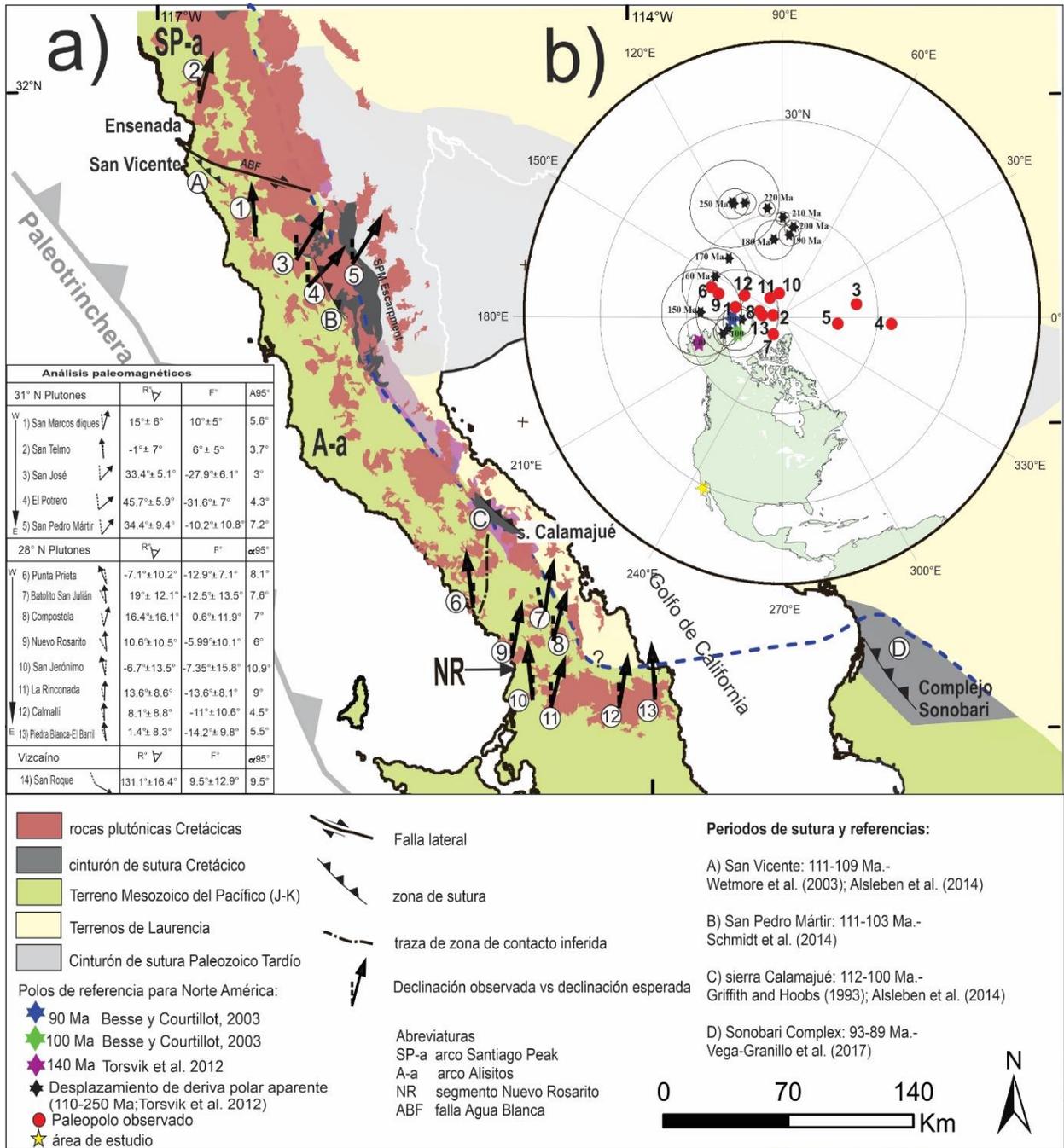


Figura 38 a) Resumen de datos paleomagnéticos del Cinturón Batolítico Peninsular; b) proyección polar azimutal de polos paleomagnéticos de los plutones del Cretácico, se observa la curva del desplazamiento polar aparente de los últimos 250 Ma (Torsvik et al., 2012). La fuente de datos de provincias tectonoestratigráficas se encuentra en la Figura 1. Las flechas indican la declinación observada y la línea discontinua representa la declinación esperada. Las referencias y polos se resumen en la Tabla 8. Los plutones son: 1: San Telmo, 2: San Marcos, 3: San José, 4: El Potrero, 5: San Pedro Mártir, 6: Punta Prieta, 7: batolito San Julián, 8: Compostela, 9: Nuevo Rosarito, 10: San Jerónimo, 11: La Rinconada, 12: Calmallí, 13: Piedra Blanca-El Barril.

Las bajas tasas de enfriamiento en cuerpos intrusivos permiten condiciones de mayor oxidación en el sistema con el oxígeno liberado de la disociación de agua magmática. Este proceso de oxidación deutérica de alta temperatura ($>400^{\circ}$) en la titanomagnetita da como resultado un intercrecimiento de multifases dentro de cada cristal individual (Tucker y O'Reilly, 1980) y promueve los estados de oxidación más avanzados en forma de rutilo en las porciones del cristal hospedante con alto contenido de Ti, como se puede observar en algunas cuarzdioritas del plutón Calmallí (Figura 26f). De acuerdo con las temperaturas de desbloqueo para las rocas de ese plutón las cuales se encuentran dentro del rango de 350° C y 560° C, existe cierta distribución de las T_B que puede existir por debajo de dicho rango (Butler, 2004). De esta manera, se puede inferir que la ChRM representa un magnetismo termorremanente producido por enfriamiento por debajo de la T_B , lo que es indicativo del campo magnético durante el emplazamiento del plutón Calmallí.

En los plutones Piedra Blanca y El Barril, los valores promedio moderado-alto de susceptibilidad magnética en los granitos y las granodioritas (3.1×10^{-3} y 11.8×10^{-3} SI, respectivamente) se deben a la gran cantidad de magnetita ópticamente homogénea mayor a $80 \mu\text{m}$ (arriba del 60% en el análisis estadístico textural de los óxidos de Fe-Ti). En los granitos del plutón El Barril, la magnetita es la única fase magnética aparente. Los valores altos de susceptibilidad magnética en los granitos, debida a las proporciones altas de magnetita ópticamente homogénea no son indicativos de estabilidad magnética, ya que dicha propiedad depende del estado de dominio de la magnetita (Ellwood et al., 1980). El rango de tamaño de un cristal SD es de $0.05\text{-}0.1 \mu\text{m}$ y para un cristal PSD es de $0.1\text{-}10 \mu\text{m}$. Cuando el tamaño de la magnetita es mayor que dichos rangos, su remanencia magnética tiende a ser inestable debido a su fuerza coercitiva débil y tiempo corto de relajación (Butler, 2004). La magnetización remanente en muestras con valores bajos de fuerza coercitiva decae rápidamente durante la desmagnetización por campos alternos, según se observó en el sitio Ba1 del plutón El Barril (Figura 23h). Las muestras en donde las magnetitas MD son casi el único portador magnético son propensos a adquirir magnetización viscosa y por lo tanto, la MTR disminuye para este tipo de partículas, como en los sitios orientales del plutón Piedra Blanca cuyos valores de α_{95} son mayores a 20° (Figura 23b; Tabla 7). La confiabilidad de los resultados obtenidos en los plutones Piedra Blanca y El Barril se basa en las temperaturas de bloqueo y tiempos de relajación. De acuerdo con Butler (2004) para un cristal de magnetita con una longitud de $0.1 \mu\text{m}$, los tiempos de relajación y T_B pueden ocurrir cerca de los 520° C para una adquisición de MTR exitosa, casi coincidiendo con la retención de argón radiogénico en la hornblenda (ca. 530° C \pm 40° C; Harrison y McDougall, 1980). Si consideramos la presencia de magnetita SD debido a los procesos evidentes de exolución y oxidación deutérica durante el enfriamiento original de los plutones Piedra Blanca y El Barril, así como las edades de enfriamiento de

ca. 92-93 Ma de ^{40}Ar - ^{39}Ar en hornblenda reportadas por Ortega-Rivera (2003), el registro de MTR correspondería a dicha edad.

Con base en los resultados anteriores, se obtuvieron los paleopolos del batolito San Julián de 137.1 ± 0.39 Ma (este trabajo), del plutón Calmallí de 105-100 Ma (Contreras-López et al., 2018) así como el paleopolo combinado de los plutones Piedra Blanca y El Barril de 92-91 Ma (Contreras-López et al., 2021b). Del batolito San Julián se obtuvo el paleopolo en 81.4°N 173.5°E ($n = 8$; $A_{95} = 7.6^\circ$; Tabla 8) que, comparado con el polo de referencia de Norteamérica de 140 Ma de Torsvik et al. (2012), indica una rotación aparente de $19^\circ \pm 12.1^\circ$ (Figura 32a), sugiriendo que durante su emplazamiento sintectónico registró la señal del campo geomagnético del Cretácico Temprano.

Tabla 8 Polos paleomagnéticos de los plutones Cretácicos del Cinturón Batolítico Peninsular.

ID	Plutón	Coordenadas	Dec°	Inc°	n	α_{95}°	Lat °N	Long °E	$R \pm \delta R$	$F \pm \delta F$	Edad (Ma)	Referencia
1	San Telmo	31°02.5'N, 116°04.2'W	342.8	53.6	15	3.7	75.2	170.9	-1 ± 7	6 ± 5	91-110	Böhnel and Delgado-Ar-gote (2000)
2	San Marcos dikes	32°6'N, 116°26.6'W	357.3	53.2	12	5.6	87.5	182.8	15 ± 6	10 ± 5	120	Böhnel et al. (2002)
3	San José	30°59.1'N, 115°44'W	18.1	31.6	13	3	65.5	8	33.4 ± 5.1	-27.9 ± 6.1	105	Molina-Garza et al. (2014)
4	El Potrero	30°55.3'N, 115°38.8'W	30.3	27.8	9	4.3	55	355.5	45.7 ± 5.9	-31.6 ± 7	100	Chávez-Cabe-llo et al. (2006)
5	San Pedro Mártir	31°00.1'N, 115°33.6'W	19	49.2	11	7.2	71.3	355.5	34.4 ± 9.4	-10.2 ± 10.8	95	Molina-Garza et al. (2014)
6	Punta Prieta	28°47'N, 114°17'W	334.9	46.8	12	8.1	67.9	160.9	-7.1 ± 10.2	12.7 ± 7.1	131	Torres-Carrillo et al. (2016)
7	Batolito San Julián	28°48' N, 113°49'W	350.4	50.3	8	7.6	81.39	173.5	19 ± 12.1	-12.5 ± 13.5	137	Este estudio
8	Compos-tela	28°43'N, 113°44'W	0.5	54.1	7	7	83.7	250.3	16.4 ± 16.1	0.6 ± 11.9	97	Torres-Carrillo et al. (2016)
9	Nuevo Rosarito	28°36'N, 114°3'W	353.7	48.8	7	6	84.3	171.9	10.6 ± 10.5	-6 ± 10.1	108	Torres-Carrillo et al. (2016)
10	San Jeró-nimo	28°21'N, 113°55'W	336.4	47.1	6	10.9	69.2	162.3	-6.7 ± 13.5	-7.3 ± 15.8	115	Torres-Carrillo et al. (2016)
11	La Rinco-nada	28°23'N, 113°43'W	356.7	40.5	6	9	84	96.9	13.6 ± 8.6	14 ± 8.1	113	Torres-Carrillo et al. (2016)
12	Calmallí	28°12'N, 113°23'W	355.2	41.6	15	4.5	83.9	113	8.1 ± 8.8	-13.9 ± 10.6	104	Gómez-Alva-rez et al. (2022)
13	Piedra Blanca-El Barril	28°18'N, 113°2'W	349.6	44.1	23	5.5	79.8	154.6	1.43 ± 8.3	-14.2 ± 9.8	91	Este estudio

Para los plutones Calmallí, Piedra Blanca y El Barril se seleccionaron los polos de referencia estables para Norteamérica de Besse y Courtillot et al. (2003); para Calmallí el de 100 Ma y para los otros dos el de 90 Ma. El paleopolo del plutón Calmallí se localiza en 83.9°N 113°E ($n = 15$; $A_{95} = 4.5^\circ$) y el paleopolo

combinado de los datos de Piedra Blanca y El Barril se sitúa en $79.8^{\circ}\text{N } 154.6^{\circ}\text{E}$ ($n = 23$; $A_{95} = 5.5^{\circ}$). Las comparaciones indican una rotación aparente en sentido horario de $8.1^{\circ} \pm 8.8^{\circ}$ para el plutón Calmallí y una rotación en sentido horario de $1.43^{\circ} \pm 8.3$ para el paleopolo combinado de los plutones Piedra Blanca y El Barril (Figuras 32b, c), los cuales son poco significativos estadísticamente.

Al compararse las direcciones paleomagnéticas obtenidas en este trabajo con las de Torres-Carrillo et al. (2016) de cinco plutones cretácicos del sur del CBP (Punta Prieta de ~ 131 Ma, Nuevo Rosarito, San Jerónimo y La Rinconada en un rango de edades de 116 a 104 Ma, y Compostela de 97 Ma; Figura 38a; Tabla 8) se observa que son semi-concordantes, lo que indica que han permanecido tectónicamente estables desde su emplazamiento, pudiendo asociar las diferencias poco significativas observadas con efectos locales propios de los emplazamientos de los intrusivos. La discordancia paleomagnética de 19° de rotación de los intrusivos deformados de Agua de Higuera y La Zacatera, en el borde oriental del batolito San Julián, con su polo de referencia, es la más pronunciada y por ello, la única que sugeriría que se debe a deformación.

6.6 Evolución magmática y tectónica Jurásico-Cretácico Tardío del sur del CBP

Los plutones emplazados en el segmento Nuevo Rosarito-El Arco tienen una conexión petrológica clara con las rocas volcánicas del arco Alisitos que, en la región entre el complejo magmático jurásico de la sierra El Arco y el plutón Calmallí, define un arco de islas continuo maduro (Contreras-López et al., 2021a). El segmento Nuevo Rosarito-El Arco se extiende desde la costa del Pacífico en la península de Vizcaíno, mientras que hacia el norte, aflora al oeste de la sierra La Libertad y en la región de Calamajué. Se interpreta como parte del basamento del arco Alisitos (Contreras-López et al., 2021a). Como resultado de una migración progresiva del eje del arco hacia el oriente, las variaciones geoquímicas e isotópicas del sistema están asociadas con heterogeneidades propias de un sistema de arco con diferencias de espesor cortical (Contreras-López et al., 2021a; Torres-Carrillo et al., 2022). A partir de los fechamientos en la sierra El Arco hasta la Zacatera, en el sur del batolito San Julián, se sabe que la actividad magmática en el sur del CBP es aparentemente continua desde el Jurásico Medio al Cretácico Temprano (J-Ki; 166-137 Ma). Sin embargo, es importante considerar que dicha actividad se observa desde la región de Vizcaíno-isla de Cedros hasta la sierra El Arco (Torres-Carrillo et al., 2019; Contreras-López et al., 2021). Esta región amplia es comparable con arcos oceánicos actuales, como el de las islas Aleutianas, cuyo espesor cortical obtenido a partir de datos sísmicos es del orden de los 30 km (Jicha et al., 2006).

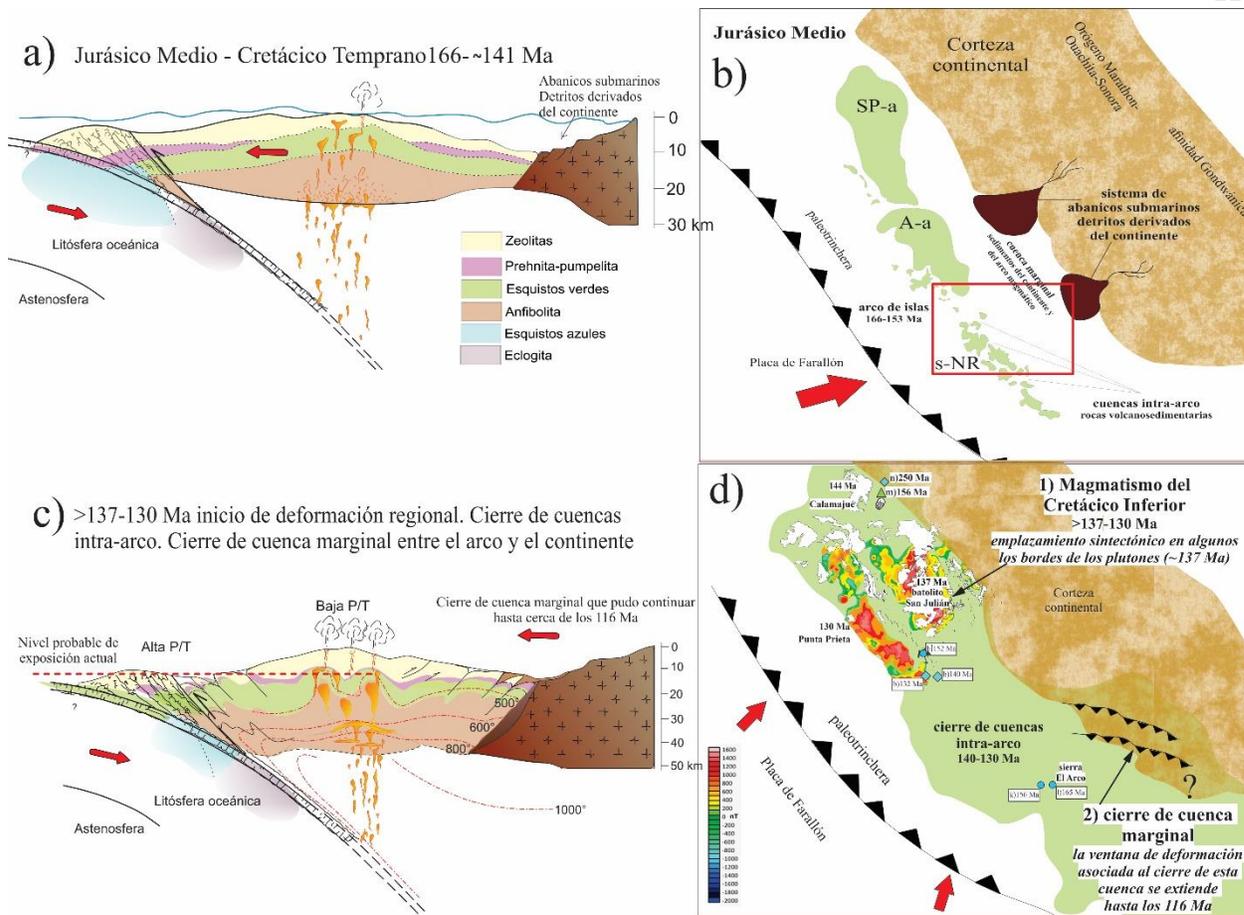


Figura 39. Propuesta de modelo tectónico y reconstrucción paleogeográfica hipotética para el sur del Cinturón Batolítico Peninsular desde el Jurásico Medio al Cretácico Tardío. a) el modelo tectónico del Jurásico Medio-Cretácico Temprano muestra la existencia de un arco oceánico, en donde se observan las facies metamórficas (del tipo barroviano) que suelen formarse en un arco maduro. En este tiempo la sedimentación ocurrió en cuencas ante-arco, intra-arco y en la cuenca marginal que recibía detritos del arco y el continente. b) En el modelo paleogeográfico del Jurásico Medio se considera que los segmentos de arco norte (s-PA: Santiago Peak) y centro (a-A: arco Alisitos) de los terrenos Mesozoicos se encontraban más cercanos al margen continental en comparación con el segmento de arco sur (s-NR: Nuevo Rosarito-El Arco) que se encontraba separada por una cuenca marginal. Dicha porción sur, que se encuentra enmarcada por el rectángulo rojo, muestra una distribución del arco y cuencas intra-arco basada en la geomorfología del arco moderno de las Aleutianas. c) Hace más de 137 Ma un evento de deformación compresiva, probablemente relacionado con la convergencia oblicua de la placa en subducción, afectó las secuencias volcánicas, plutónicas y sedimentarias del arco de islas, produciendo el cierre de las cuencas intra-arco y la formación de fábricas de deformación y plegamiento de las capas involucradas. La actividad magmática del Cretácico Temprano tipo “flare up” se vio favorecida por procesos de flotabilidad del magma a lo largo de los planos de debilidad en las secuencias deformadas y por presión inducida por deformación tectónica, ocasionando exhumación contemporánea. La corteza del arco aumentó de grosor por amalgamamiento tectónico y magmático. d) La acreción tectónica probablemente inhibió la actividad magmática durante un periodo de 130 a 116 Ma en el sur del CBP.

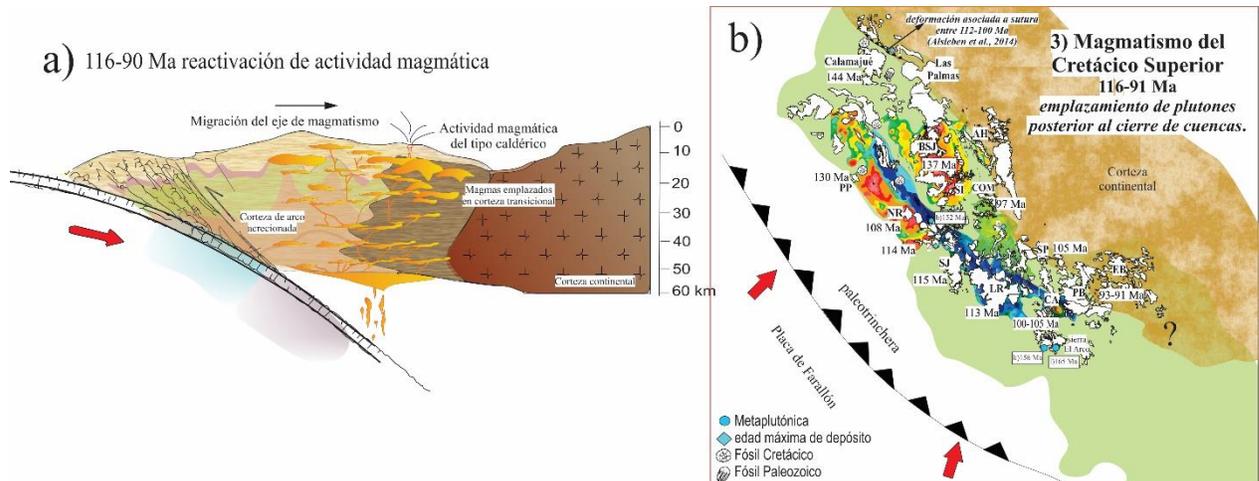


Figura 40 a) Para el Cretácico Tardío (116 Ma), la actividad magmática migró paulatinamente hacia el oriente y se desarrolló sobre la corteza de arco recién acrecionada (rocas metaígneas y metasedimentarias). Los magmas evolucionaron a composiciones más félsicas y por flotabilidad magmática atravesaron una corteza engrosada, particularmente hacia el oriente del arco, dando paso a actividad volcánica caldérica; b) el último episodio de actividad magmática voluminosa está mejor representada en el extremo oriental del CBP, en los plutones Piedra Blanca y El Barril.

En la Figura 39a se presenta una sección esquemática que considera la estimación empírica de espesores a partir de la relación La/Yb donde se estima que el espesor de la corteza durante el periodo J-Ki, correspondiente a las rocas entre Isla de Cedros-sierra El Arco, era menor de 30 km (Torres-Carrillo et al., 2022). Durante ese tiempo el arco primitivo estaba separado del macizo continental por una cuenca tras arco que recibía sedimentos de terrenos de afinidad gondwánica (Contreras-López et al., 2021b). En las cuencas intra-arco se desarrollaron las secuencias de lavas y depósitos volcanoclásticos que caracterizan al segmento Nuevo Rosarito-El Arco, y la región Agua de Higuera-San Borja. Como referencia, en la Figura 39b se muestra la inserción de una fracción del archipiélago de Aleutianas en su porción occidental más primitiva.

Partiendo de la posibilidad de que las rocas plutónicas milonitizadas de ca. 137 Ma del borde oriental del batolito San Julián obtenidas en este trabajo reflejen el cierre de las cuencas intra y trasarco, así como de las inferencias de Peña-Alonso et al. (2012) en la zona de Nuevo Rosarito basadas en datos geocronológicos y estructurales, y los paleomagnéticos de Torres-Carrillo et al. (2016) en los plutones del sur de CBP, se propone el esquema de las Figuras 39c y d. En ellas se muestra que el arco ha madurado y tiene un espesor aproximado a los 40 km, que es consistente con las estimaciones de Torres-Carrillo et al. (2022). En este estadio los plutones intrusionan a secuencias de arco metamorizadas en facies de esquistos verdes hasta

de anfibolitas, evidenciado tanto en el batolito San Julián, como en la sierra El Arco (Contreras-López et al., 2021a).

El último episodio de actividad magmática voluminosa está mejor representada en el extremo oriental del CBP, en los plutones Piedra Blanca y El Barril (Figuras 40a y b). Los plutones de estas zonas muestran evidencias isotópicas y de tierras raras que sugieren un engrosamiento cortical mayor de 50 km (Contreras-López et al., 2021b; Torres-Carrillo et al., 2022). Durante este periodo se documenta la exhumación de plutones relativamente someros que, en el oriente, se asociarían con actividad de tipo caldérico, debido a desestabilización isostática. En el sur del CBP este periodo está marcado por las altas tasas de sedimentación que se registran en las subcuencas Campito y Los Indios al norte de la península de Vizcaíno (Kimbrough et al., 2001).

En términos paleomagnéticos, desde la sierra San Pedro Mártir (~31° N) hasta el área de estudio (~28° N), las rotaciones de los plutones difieren en más de 25° (Figura 38; Tabla 8). En la sierra San Pedro Mártir una zona de intensa deformación, delimitada por la falla Rosarito y el empuje principal Mártir fue activo durante un periodo de 111 a 103 Ma (Schmidt et al., 2014). Los cambios en el estilo de deformación contraccional del Cretácico Tardío a lo largo de las zonas de sutura en el CBP se interpreta que están controlados por la posición del arco Alisitos con respecto al margen continental (Alsleben et al., 2014). Contreras-López et al. (2021b) indican que las composiciones isotópicas más evolucionadas al norte del CBP a diferencia de las plutones orientales del sur, se deben a la proximidad del arco con el margen de Norteamérica. Según Vega-Granillo et al. (2017), el Complejo Sonobari, en el norte de Sinaloa hay evidencia de un evento tectónico contraccional que puede asociarse con la colisión del arco Alisitos con la corteza continental. Por lo que en la latitud de la zona de estudio, se interpreta que el cierre de la cuenca marginal localizada entre el continente de Norteamérica y el segmento del arco Alisitos esté probablemente relacionado con el evento transpresivo observado en el segmento Nuevo Rosarito-El Arco que pudo iniciar antes de ca. 137 Ma. Las diferencias aparentes en las inclinaciones observadas en el BSJ, el plutón Calmallí y el paleopolo combinado de los plutones Piedra Blanca y El Barril de $-12.5^\circ \pm 13.5^\circ$, $-13.9^\circ \pm 10.6^\circ$ y $-14.2^\circ \pm 9.8^\circ$, respectivamente, están cerca de los límites de error con respecto a sus referencias cratónicas. Estos valores sugieren una inclinación de casi 14° con una incertidumbre de 10° para el área de estudio. Dichas diferencias en las inclinaciones podría asociarse con el basculamiento interpretado en la parte norte del CBP (Böhnel y Delgado-Argote, 2002) o podrían estar relacionadas con el emplazamiento de plutones asociados con una alta producción de magma que generó desestabilización isostática y rápida exhumación.

Capítulo 7 Conclusiones

La región comprendida entre aproximadamente 29°N (batolito San Julián) y 28°N (sierra El Arco) muestra dos zonas estructuralmente contrastantes. En ambas, el basamento está constituido por secuencias volcánicas del arco de islas Alisitos del Jurásico-Cretácico Inferior, formadas por sucesiones de lavas y depósitos volcanoclásticos interestratificados con sedimentos principalmente samíticos de cuencas intra-arco, por la abundancia de facies proximales, del Jurásico-Cretácico Inferior. En sentido latitudinal, estas características se observan por lo menos desde la región de Calamajué hasta la sierra El Arco. Dicha secuencia está metamorfizada en facies que varían desde esquistos verdes predominantemente hasta anfibolita localmente. La tendencia regional de deformación definida principalmente por las foliaciones metamórficas se orienta persistentemente hacia el NW. Todas las rocas plutónicas de ese periodo muestran deformación y metamorfismo en mayor o menor medida y están intrusionadas por una generación de plutones sin deformación con un rango de edades, decreciente hacia el oriente, entre 116 Ma y 91 Ma.

La región entre el margen oriental del batolito San Julián y el oeste de la sierra La Libertad se caracteriza por el desarrollo de una zona de deformación intensa que incluye rocas principalmente granodioríticas de 137.1 ± 0.39 (U-Pb en zircón) cuyo emplazamiento se interpreta que ocurrió durante un evento transpresivo regional. Estas unidades félsicas representan intrusivos posteriores al emplazamiento del centro del batolito, el cual es principalmente máfico. La edad de emplazamiento del plutón milonitizado del oriente del batolito indica que el evento de deformación compresiva debió ser anterior y terminar antes del emplazamiento del plutón Compostela de ca. 97 Ma que no está deformado.

Las variaciones estructurales observadas en los vectores de acortamiento entre el batolito San Julián, orientados ENE-WSW, y la sierra El Arco, cuyas orientaciones son NNE-SSW de más de 50° sugieren una deformación particionada en una amplia región.

Los plutones intermedios y félsicos de las zonas La Zacatera y Agua de Higuera tienen relaciones La/Yb que sugiere que pudieron formarse en una corteza entre 30 y 45 km, notablemente más gruesa que la documentada en el arco más antiguo y primitivo del oeste. Esta corteza engrosada se debe, tanto a la maduración del arco, como a probables fenómenos de acreción tectónica. En contraste, el plutón San Ignacito en el sur del batolito San Julián no está deformado y es geoquímicamente similar a los plutones Compostela, San Pedro, Piedra Blanca y El Barril, emplazados entre 104 Ma y 91 Ma que se encuentran hacia el SSE. En ellos, las relaciones La/Yb se asocian a cortezas más gruesas que 45 km, por lo que el plutón

San Ignacio debe ser parte del grupo de plutones más jóvenes que 116 Ma, que es la edad más antigua entre los plutones posteriores a la deformación regional.

Con respecto al comportamiento magnético, en el norte los intrusivos orientales del batolito San Julián indican un contenido alto de cristales de dominio simple y pseudo-dominio simple. En la zona La Zacatera predominan las magnetitas ópticamente homogéneas, mientras que, hacia Agua de Higuera, aumentan la ilmenita primaria y las texturas de exsolución. En el sur, el plutón Calmallí de 105-100 Ma, la magnetización reside principalmente en magnetitas y titanomagnetitas con texturas relacionadas con procesos de exsolución y oxidación deutérica. Tanto en el batolito San Julián como en el plutón Calmallí, las texturas en las distintas fases ferromagnéticas pudieron ocurrir durante el enfriamiento original de las rocas, produciendo cristales portadores de magnetización estable.

Las rocas félsicas de los plutones más jóvenes (ca. 90 Ma) de Piedra Blanca y El Barril muestran promedios altos de valores de susceptibilidad magnética (3.1 y 11.8×10^{-3} SI, respectivamente) y tienden a adquirir magnetizaciones viscosas remanentes en respuesta a la gran cantidad de magnetitas ópticamente homogéneas mayores a $80 \mu\text{m}$. A diferencia de los plutones félsicos del oriente del CBP entre 31°N y 30°N , los plutones Piedra Blanca y El Barril pueden contener magnetita multidominio como la única fase portadora de magnetismo aparente.

A partir de las direcciones paleomagnéticas, el batolito San Julián muestra una rotación en sentido horario de $19^\circ \pm 12.1^\circ$ con diferencia de inclinación de $-12.5^\circ \pm 13.5^\circ$, indicando que obtuvo una señal magnética del campo geomagnético durante su emplazamiento contemporáneo a la deformación. El plutón Calmallí y los plutones combinados Piedra Blanca y El Barril arrojaron rotaciones en sentido horario poco significativas de $8.1^\circ \pm 8.8^\circ$ y $1.43^\circ \pm 8.3^\circ$, respectivamente. Con respecto a los valores de inclinación, comparado con los polos de referencia, se obtuvieron los valores de $-13.9 \pm 10.6^\circ$ para el plutón Calmallí y $-14.2^\circ \pm 9.8^\circ$ para los plutones Piedra Blanca y El Barril. Las inclinaciones marginalmente significativas podrían sugerir deformación interna de los plutones durante las etapas finales de emplazamiento, desestabilización isostática y probablemente exhumación.

Las diferencias en los estilos de emplazamiento del batolito San Julián con respecto a los plutones de finales del Cretácico Temprano-Cretácico Tardío y las direcciones paleomagnéticas concordantes de los plutones del sur del CBP, sugieren que los cuerpos intrusivos a partir de 116 Ma han permanecido estables desde su emplazamiento.

Literatura citada

- Ague, J. J., y Brandon, M. T. (1992). Tilt and northward offset of Cordilleran batholiths resolved using igneous barometry. *Nature*, 360(6400), 146–149. <https://doi.org/10.1038/360146a0>
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., Fisher, D. (2016). Structural geology algorithms: vector and tensors. Cambridge, England, Cambridge University Press. 289.
- Alsleben, H., Wetmore, P. H., Gehrels, G. E., & Paterson, S. R. (2012b). Detrital zircon ages in Palaeozoic and Mesozoic basement assemblages of the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Constraints for depositional ages and provenance. In *International Geology Review* (Vol. 54, Issue 1, pp. 93–110). <https://doi.org/10.1080/00206814.2010.509158>
- Alsleben, H., Wetmore, P. H., y Paterson, S. R. (2014). Structural evidence for mid-Cretaceous suturing of the Alisitos arc to North America from the Sierra Calamajue, Baja California, Mexico. *Memoir of the Geological Society of America*, 211, 691–711. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(22\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(22))
- Alsleben, H., Wetmore, P. H., Schmidt, K. L., Paterson, S. R., y Melis, E. A. (2008). Complex deformation during arc-continent collision: Quantifying finite strain in the accreted Alisitos arc, Peninsular Ranges batholith, Baja California. *Journal of Structural Geology*, 30(2), 220–236. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.11.001>
- Alva-Valdivia, L. M., y Urrutia-Fucugauchi, J. (1998). Rock magnetic properties and ore microscopy of the iron ore deposit of Las Truchas, Michoacan, Mexico. *Journal of Applied Geophysics*, 38(4), 277–299. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(97\)00036-0](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0926-9851(97)00036-0)
- Anderson, T. H., Jones, N. W., y McKee, J. W. (2005). The Taray Formation: Jurassic (?) mélange in northern Mexico—Tectonic implications. In T. H. Anderson, J. A. Nourse, J. W. McKee, & M. B. Steiner (Eds.), *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives* (Vol. 393, p. 0). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.427>
- Archanjo, C. J., y Launeau, P. (2004). Magma flow inferred from preferred orientations of plagioclase of the Rio Ceará-Mirim dyke swarm (NE Brazil) and its AMS significance. *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1), 285 LP – 298. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.17>
- Ávila Ortiz, N. A. E. (2021). *Análisis geológico y magnetométrico del plutón zonado La Primavera en el borde de las zonas occidental y oriental del sur del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California* Tesis de maestría en Ciencias de la Tierra. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Avilez Serrano, P. (2012). *Petrología y ambientes de formación de emplazamiento de los plutones de la zona centro-meridional del Cinturón Batolítico Peninsula, Baja California, México*. Tesis de maestría en Ciencias de la Tierra . Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Axen, G. (1995). Extensional segmentation of the Main Gulf Escarpment, Mexico and United States. *Geology*, 23(6), 515–518. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0515:ESOTMG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0515:ESOTMG>2.3.CO;2)
- Balsley, J. R., y Buddington, A. F. (1960). Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses. *American Journal of Science*, 258, 6-20.

- Beck Jr., M. E. (1991). Case for northward transport of Baja and coastal southern California: Paleomagnetic data, analysis, and alternatives. *Geology*, 19(5), 506–509. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0506:CFNTOB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0506:CFNTOB>2.3.CO;2)
- Beggs, J. M. (1983). Stratigraphy, petrology, and tectonic setting of the Alisitos Group. Baja California, Mexico. University of California, Santa Barbara, California.
- Besse, J., y Courtillot, V. (2003). Correction to “Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr.” *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B10). <https://doi.org/10.1029/2003jb002684>
- Best, M. G. (2003). *Igneous and Metamorphic Petrology Second Edition Myron G. Best* (Issue Second edition). <https://doi.org/10.1180/minmag.1983.047.344.33>
- Böhm, H., y Delgado-Argote, L. A. (2000). Paleomagnetic data from northern Baja California (Mexico): Results from the Cretaceous San Telmo batholith. *Special Paper of the Geological Society of America*, 334, 157–165. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2334-5.157>
- Böhm, Harald, Delgado-Argote, L. A., y Kimbrough, D. L. (2002). Discordant paleomagnetic data for middle-Cretaceous intrusive rocks from northern Baja California: Latitude displacement, tilt, or vertical axis rotation? *Tectonics*, 21(5), 13-1-13–12. <https://doi.org/10.1029/2001TC001298>
- Boschman, L. M., Garza, R. S. M., Langereis, C. G., y Van Hinsbergen, D. J. J. (2018). Paleomagnetic constraints on the kinematic relationship between the Guerrero terrane (Mexico) and North America since Early Cretaceous time. *Bulletin of the Geological Society of America*, 130(7–8), 1131–1142. <https://doi.org/10.1130/B31916.1>
- Bucher, K., y Rodney, G. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* (8th ed.). Springer Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-3-540-74169-5>
- Burg, J.-P., & Vigneresse, J.-L. (2002). Non-linear feedback loops in the rheology of cooling-crystallizing felsic magma and heating-melting felsic rock. *Geological Society, London, Special Publications*, 200(1), 275 LP – 292. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.200.01.16>
- Busby, C. (2004). Continental growth at convergent margins facing large ocean basins: a case study from Mesozoic convergent-margin basins of Baja California, Mexico. *Tectonophysics*, 392(1), 241–277. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.04.017>
- Busby, C., Fackler Adams, B., Mattinson, J., y Deoreo, S. (2006). View of an intact oceanic arc, from surficial to mesozonal levels: Cretaceous Alisitos arc, Baja California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149(1), 1–46. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.06.009>
- Busby, C., Smith, D., Morris, W., y Fackler-Adams, B. (1998). Evolutionary model for convergent margins facing large ocean basins: Mesozoic Baja California, Mexico. *Geology*, 26(3), 227–230. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<0227:EMFCMF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0227:EMFCMF>2.3.CO;2)
- Butler, R. F. (2004). Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*, September. <https://doi.org/10.5860/choice.29-5708>
- 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 de la Tierra. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.

- Callihan, S., Wetmore, P.H., Ducea, M., y Caplinger, M., (2007), Bimodal dikes in the core of the Peninsular Ranges batholith: The southern continuation of the San Marcos dike swarm: Geological Society of America. Abstracts with Programs, v. 39, no. 6, p. 225.
- Campbell, M., y Crocker, J. (1993). Geology west of the Canal de Las Ballenas, Baja California, Mexico. In R. G. Gastil & R. H. Miller (Eds.), *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California* (Vol. 279, p. 0). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/SPE279-p61>
- Carr, M. J., y Gazel, E. (2017). Igpets software for modeling igneous processes: examples of application using the open educational version. *Mineralogy and Petrology*, 111(2), 283–289. <https://doi.org/10.1007/s00710-016-0473-z>
- Carreras, J., Cosgrove J. M., y Druguet E., (2013.) “Strain Partitioning in Banded and/or Anisotropic Rocks: Implications for Inferring Tectonic Regimes.” *Journal of Structural Geology* 50: 7–21. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S019181411200274X>.
- Centeno-García, E. (2017). Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. *Ore Geology Reviews*, 81, 1035–1052. <https://doi.org/10.1016/J.OREGEOREV.2016.10.010>
- Chapman, J. B., Ducea, M. N., DeCelles, P. G., y Profeta, L. (2015). Tracking changes in crustal thickness during orogenic evolution with Sr/Y: An example from the North American Cordillera. *Geology*, 43(10), 919–922. <https://doi.org/10.1130/G36996.1>
- Chapman, J. B., Greig, R., y Haxel, G. B. (2019). Geochemical evidence for an orogenic plateau in the southern U.S. and northern Mexican Cordillera during the Laramide orogeny. *Geology*, 48(2), 164–168. <https://doi.org/10.1130/G47117.1>
- Chapman, J. B., Greig, R., y Haxel G. B., (2019). “Geochemical Evidence for an Orogenic Plateau in the Southern U.S. and Northern Mexican Cordillera during the Laramide Orogeny.” *Geology* 48(2): 164–68. <https://doi.org/10.1130/G47117.1>.
- Chávez-Cabello, G., Molina-Garza, R., Delgado-Argote, L. A., Contreras Flores, R., Ramírez, E., Ortega Rivera, A., Böhnell, H., y 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), 1–17. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.03.018>
- Contreras-López, M., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., Torres-Carrillo, X. G., Frei, D., y Gómez-Alvarez, D. K. (2021a). Petrogenesis of the meta-igneous rocks of the Sierra El Arco and coeval magmatic rocks in Baja California: Middle Jurassic-Early Cretaceous (166-140 Ma) island arc magmatism of NW México. *International Geology Review*, 63(9), 1153–1180. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1753249>
- Contreras-López, M., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., Torres-Carrillo, X. G., Frei, D., Gómez-Alvarez, D. K., Tazzo-Rangel, M. D., y Schmitt, A. K. (2021b). Geochemistry, U–Pb geochronology, and Sr–Nd–Hf isotope systematics of a SW–NE transect in the southern Peninsular Ranges batholith, Mexico:

Cretaceous magmatism developed on a juvenile island-arc crust. *Lithos*, 400–401, 106375. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106375>

- Contreras-López, M., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., y Valencia, V. (2018). Petrology and geochronology of the Calmallí pluton: Insights to the suture zone between island arc and continental crusts in the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, México. *Journal of South American Earth Sciences*, 88(October), 568–588. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.09.002>
- Deenen, M. H. L., Langereis, C. G., van Hinsbergen, D. J. J., y Biggin, A. J. (2011). Geomagnetic secular variation and the statistics of palaeomagnetic directions. *Geophysical Journal International*, 186(2), 509–520. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05050.x>
- Deer, W. A., Howie, R. A., y Zussman, J. (2013). *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland. <https://doi.org/10.1180/DHZ>
- Delgado-Argote, L. A., Avilez-Serrano, P., Torres-Carrillo, X. G., Peña-Alonso, T. A., y Weber, B. (2012). Petrologic features and tectonic context of discrete plutons in the southwestern margin of the Peninsular Ranges batholith, Mexico. No Title. *Geological Society of America Cordilleran Section – 108th Annual Meeting*, 74.
- Delgado-Argote, L. A., Peña-Alonso, T. A., Weber, B., Molina-Garza, R. S., Böhnell, H., Valencia, V. (2007). Structural Indicators for the Emplacement of Cretaceous Plutonic Complexes from the Southern Peninsular Ranges Batholith, Mexico. En AGU Spring Meeting Abstracts, Acapulco, GR, MX, 2007. Acapulco, GR, MX.
- Demarest, H. H., (1983). “Error Analysis for the Determination of Tectonic Rotation from Paleomagnetic Data.” *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 88(B5): 4321–28.
- Dewey, J. F. (2002). Transtension in Arcs and Orogens. *International Geology Review*, 44(5), 402–439. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.44.5.402>
- Dickinson, W. R., y Lawton, T. F. (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *GSA Bulletin*, 113(9), 1142–1160. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<1142:CTCAAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<1142:CTCAAF>2.0.CO;2)
- Ducea, M. N., y Barton, M. D. (2007). Igniting flare-up events in Cordilleran arcs. *Geology*, 35(11), 1047–1050. <https://doi.org/10.1130/G23898A.1>
- Dunlop, D. J., y Waddington, E. D. (1975). The field dependence of thermoremanent magnetization in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 25(1), 11–25. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90205-8](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90205-8)
- Ellwood, B. B., Whitney, J. A., Wenner, D. B., Mose, D., y Amerigian, C. (1980). Age, paleomagnetism, and tectonic significance of the Elberton Granite, northeast Georgia Piedmont. *Journal of Geophysical Research*, 85, 6521–6533. <https://doi.org/10.1029/JB085iB11p06521>
- Filmer, P. E., y Kirschvink, J. L. (1989). A paleomagnetic constraint on the Late Cretaceous paleoposition of northwestern Baja California, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6), 7332–7342. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/JB094iB06p07332>
- Finlay, C. C., Maus, S., Beggan, C. D., Bondar, T. N., Chambodut, A., Chernova, T. A., Chulliat, A., Golovkov,

- V. P., Hamilton, B., Hamoudi, M., Holme, R., Hulot, G., Kuang, W., Langlais, B., Lesur, V., Lowes, F. J., Lühr, H., Macmillan, S., Manda, M., y Zvereva, T. I. (2010). International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation. *Geophysical Journal International*, 183(3), 1216–1230. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04804.x>
- Fisher, R. (1953). Dispersion on a Sphere. *Proceedings of the Royal Society of London Series A*, 217, 295–305. <https://doi.org/10.1098/rspa.1953.0064>
- Frei, D., y Gerdes, A. (2009). Precise and accurate in situ U–Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS. *Chemical Geology*, 261(3), 261–270. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.07.025>
- Frost, B. R. (1991). Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 25(1), 1–9.
- Frost, B. R., y Frost, C. D. (2008). A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49(11), 1955–1969. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn054>
- 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., Kimbrough D. L., Kimbrough J. M., Grove M., Shimizu M., (2014). “The Sierra San Pedro Mártir Zoned Pluton, Baja California, Mexico.” In *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California*, eds. Douglas M Morton and Fred K Miller. Geological Society of America, 0. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(24\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(24)).
- Gastil, G., Diamond, J., Knaack, C., Walawender, M., Marshall, M., Boyles, C., Chadwick, B., y Erskine, B. (1990). The problem of the magnetite-ilmenite boundary in southern and Baja California, California. *The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism: Geological Society of America Memoir*, 174, 19–32.
- Gastil, G., y Miller, R. H. (1993). Prebatholithic Stratigraphy of the Peninsular California. *The Prebatholithic History of Peninsular California: Geological Society of America Special Paper*, 279, 145–156.
- Gastil, Gordon. (1983). “Mesozoic and Cenozoic Granitic Rocks of Southern California and Western Mexico.” In *Circum-Pacific Plutonic Terranes*, ed. J A Roddick. Geological Society of America, 0. <https://doi.org/10.1130/MEM159-p265>.
- Gastil, R. G. (1975). *Reconnaissance geology of the State of Baja California / R. Gordon Gastil, Richard P. Phillips, Edwin C. Allison* (R. P. Phillips & E. C. Allison (Eds.)). Geological Society of America Memoir.
- Germinario, M. (1993). The early Mesozoic Julian Schist, Julian, California. In R. G. Gastil & R. H. Miller (Eds.), *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California* (Vol. 279, p. 0). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/SPE279-p107>
- Gill, R. (2010). *Igneous rocks and processes : a practical guide* (1st ed.). Wiley-Blackwell.
- Glavolev, A. A. (1933). On the geometrical methods of quantitative mineralogical analysis of rocks. *Trans. Inst., Moscow*. 59. En Pérez Banuevo, L. 2010. Innovación en las técnicas de Microscopía Óptica aplicadas a la industria minera. Universidad Politécnica de Madrid, Escuela Técnica Superior de

Ingenieros de Minas.

- Gómez-Alvarez, D. K. (2017). *Análisis geológico y paleomagnético de los plutones Calmallí y La Polea, Baja California central, emplazados en la probable zona de yuxtaposición entre el arco de islas del Jurásico y el margen continental del occidente de México*. Tesis de maestría en Ciencias de la Tierra. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Gómez-Alvarez, D. K., Delgado-Argote, L. A., Böhnell, H. N., Torres-Carrillo, X. G., & Contreras-López, M. (2022). Apparent undisturbed paleoposition of mid-Cretaceous plutons emplaced across a Jurassic island arc segment in the southernmost part of the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, *115*, 103768. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2022.103768>
- Griffith, R., y Hoobs, J. (1993). Geology of the southern Sierra Calamajue, Baja California Norte, Mexico. In *Special Paper of the Geological Society of America* (Vol. 279, pp. 43–60). <https://doi.org/10.1130/SPE279-p43>
- Gromet, P., y Silver, L. T. (1987). REE Variations Across the Peninsular Ranges Batholith: Implications for Batholithic Petrogenesis and Crustal Growth in Magmatic Arcs. *Journal of Petrology*, *28*(1), 75–125. <https://doi.org/10.1093/petrology/28.1.75>
- Grommé, C. S., Wright, T. L., y Peck, D. L. (1969). Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi Lava Lakes, Hawaii. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, *74*(22), 5277–5293. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/JB074i022p05277>
- Haggerty, S. E. (1991). Oxide textures; a mini-atlas. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *25*(1), 129–219.
- Hagstrum, J. T., McWilliams, M., Howell, D. G., y Grommé, S. (1985). Mesozoic paleomagnetism and northward translation of the Baja California Peninsula. *GSA Bulletin*, *96*(8), 1077–1090. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)96<1077:MPANTO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96<1077:MPANTO>2.0.CO;2)
- Hagstrum, J. T., y Sedlock, R. L. (1990). Remagnetization and northward translation of Mesozoic red chert from Cedros Island and the San Benito Islands, Baja California, Mexico. *GSA Bulletin*, *102*(7), 983–991. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1990\)102<0983:RANTOM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1990)102<0983:RANTOM>2.3.CO;2)
- Harrison, T. M., y McDougall, I. (1980). Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand—II. Diffusion of radiogenic and excess ^{40}Ar in hornblende revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *44*(12), 2005–2020. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90199-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90199-4)
- Herzig, C. T., y Kimbrough, D. L. (2014). Santiago Peak volcanics: Early Cretaceous arc volcanism of the western Peninsular Ranges batholith, southern California. In Douglas M Morton & F. K. Miller (Eds.), *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California* (Vol. 211, p. 0). Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(09\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(09))
- Horsman, E., Morgan, S., De Saint-Blanquat, M., Habert, G., Nugent, A., Hunter, R., y Tikoff, B. (2009). Emplacement and assembly of shallow intrusions from multiple magma pulses, Henry Mountains, Utah. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, *100*(1-2), 117–132. doi:10.1017/S1755691009016089

- Hutton, D. H. W. (1997). Syntectonic Granites and the Principle of Effective Stress: A General Solution to the Space Problem? BT - Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics (J. L. Bouchez, D. H. W. Hutton, & W. E. Stephens (Eds.); pp. 189–197). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5_12
- Irvine, T. N., y Baragar, W. R. A. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Janiszewski, H. A., Abers, G. A., Shillington, D. J., y Calkins, J. A. (2013). Crustal structure along the Aleutian island arc: New insights from receiver functions constrained by active-source data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(8), 2977–2992. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/ggge.20211>
- Jelinek, V. (1981). Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79(3), T63–T67. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4)
- Jicha, B. R., Scholl, D. W., Singer, B. S., Yogodzinski, G. M., y Kay, S. M. (2006). Revised age of Aleutian Island Arc formation implies high rate of magma production. *Geology*, 34(8), 661–664. <https://doi.org/10.1130/G22433.1>
- Johnson, S. E., Fletcher, J. M., Fanning, C. M., Vernon, R. H., Paterson, S. R., y 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(11), 1933–1957. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00015-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00015-4)
- Johnson, S. E., Paterson, S. R., y Tate, M. C. (1999). Structure and emplacement history of a multiple-center, cone-sheet-bearing ring complex: The Zarza intrusive complex, Baja California, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 111(4), 607–619. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<0607:SAEHOA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<0607:SAEHOA>2.3.CO;2)
- Khan, P. K., Shamim, S., Mohanty, M., Kumar, P., y Banerjee, J. (2017). Myanmar-Andaman-Sumatra subduction margin revisited: Insights of arc-specific deformations. *Journal of Earth Science*, 28(4), 683–694. <https://doi.org/10.1007/s12583-017-0752-6>
- Kimbrough, D. L., Grove, M., y Morton, D. M. (2015). Timing and significance of gabbro emplacement within two distinct plutonic domains of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California. *Bulletin of the Geological Society of America*, 127(1–2), 19–37. <https://doi.org/10.1130/B30914.1>
- Kimbrough, David L., Balch, Duane, C., Grove, Marty., Mahoney, Marti., y Donohue, Robert F. (2014) “Upper Jurassic Peñasquitos Formation-Forearc Basin Western Wall Rock of the Peninsular Ranges Batholith.” *Memoir of the Geological Society of America* 211: 625–43.
- Kimbrough, D. L., y Moore, T. E. (2003). Ophiolite and volcanic arc assemblages on the Vizcaino Peninsula and Cedros Island, Baja California Sur, México: Mesozoic forearc lithosphere of the Cordilleran magmatic arc. In Scott E Johnson, S. R. Paterson, J. M. Fletcher, G. H. Girty, D. L. Kimbrough, & A. Martín-Barajas (Eds.), *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the Southwestern USA* (Vol. 374, p. 0). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.43>
- Kimbrough, D. L., Smith, D. P., Mahoney, J. B., Moore, T. E., Grove, M., Gastil, R. G., Ortega-Rivera, A., y 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(6), 491–494. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0491:FBSRTR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0491:FBSRTR>2.0.CO;2)

- Kirsch, M., Paterson, S. R., Wobbe, F., Ardila, A. M. M., Clausen, B. L., y Alasino, P. H. (2016). Temporal histories of Cordilleran continental arcs: testing models for magmatic episodocity. *American Mineralogist*, 101(10), 2133–2154. <https://doi.org/doi:10.2138/am-2016-5718>
- Kirschvink, J. L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62(3), 699–718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x>
- Kistler, Ronald W, Joseph L Wooden, Wayne R Premo, y Douglas M Morton. (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–Continental Margin Accretion during the Late Cretaceous of Southern Californ.” In *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California*, eds. Douglas M Morton and Fred K Miller. Geological Society of America, 0. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(07\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(07)).
- Langenheim, V. E. (2003). Crustal structure of the Peninsular Ranges batholith from magnetic data: Implications for Gulf of California rifting. *Geophysical Research Letters*, 30(11), 1597. <https://doi.org/10.1029/2003GL017159>
- Langenheim, V. E., Jachens, R. C., y Aiken, C. (2014). Geophysical framework of the Peninsular Ranges batholiths-Implications for tectonic evolution and neotectonics. *Memoir of the Geological Society of America*, 211, 1–20. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(01\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(01))
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., y Bateman, P. (Eds.). (2002). *Igneous Rocks*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581>
- Lee, C.-T. A., Morton, D. M., Kistler, R. W., y Baird, A. K. (2007). Petrology and tectonics of Phanerozoic continent formation: From island arcs to accretion and continental arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 263(3), 370–387. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.09.025>
- Lozano Hernández, B. L. (2021). *Análisis geológico y magnetométrico de rocas plutónicas y sus encajonantes en el extremo sudoriental del Cinturón Batolítico Peninsular*. Tesis de maestría en Ciencias de la Tierra. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Mankinen, E. A., Grommé, C. S., Dalrymple, G. B., Lanphere, M. A., y Bailey, R. A. (1986). Paleomagnetism and K-Ar ages of volcanic rocks from Long Valley Caldera, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B1), 633–652. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/JB091iB01p00633>
- Marsh, B. D. (2015). Magmatism, Magma, and Magma Chambers. *Treatise on Geophysics*, 6, 275–333. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00106-1>
- Marrett, R., y Allmendinger R. W., (1990). “Kinematic Analysis of Fault-Slip Data.” *Journal of Structural Geology* 12(8): 973–86. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/019181419090093E>.
- Meert, J. G., Pivarunas, A. F., Evans, D. A. D., Pisarevsky, S. A., Pesonen, L. J., Li, Z. X., Elming, S. Å., Miller, S. R., Zhang, S., y Salminen, J. M. (2020). The magnificent seven: A proposal for modest revision of the quality index. *Tectonophysics*, 790, 228549. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2020.228549>
- Middlemost, E. A. K. (1989). Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical*

Geology, 77(1), 19–26. doi:10.1016/0009-2541(89)90011-9

- Molina-Garza, R. S., Delgado-Argote, L. A., Böhnel, H., Ramírez, E., Ortega, A., y Flores, R. C. (2014). A paleomagnetic transect of the mid-Cretaceous Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico. *Memoir of the Geological Society of America*, 211, 713–737. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(23\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(23))
- Morris, R.A., DeBari, S.M., Busby, C., Medynski, S., and Jicha, B.R., (2019). Building Arc Crust: Plutonic to Volcanic Connections in an Extensional Oceanic Arc, the Southern Alisitos Arc: Baja California: *Journal of Petrology*, v. 60(6), p. 1195–1228. 10.1093/petrology/egz029.
- Morton, D. M., Miller, F. K., Kistler, R. W., Premo, W. R., Lee, C. T. A., Langenheim, V. E., Wooden, J. L., Snee, L. W., Clausen, B. L., y Cossette, P. (2014). Framework and petrogenesis of the northern Peninsular Ranges batholith, southern California. *Memoir of the Geological Society of America*, 211, 61–143. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(03\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(03))
- Nagata, T., y Kinoshita, H. (1967). Effect of hydrostatic pressure on magnetostriction and magnetocrystalline anisotropy of magnetite. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1(1), 44–48. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0031-9201\(67\)90007-6](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0031-9201(67)90007-6)
- O'Connor, J. T. (1965). A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. US Geological Survey, Professional Papers 525B, B79-B84.
- Ojeda García, Á. C. (2016). *Geología y magnetometría de las rocas máficas y ultramáficas en la sierra El Arco, Baja California, México*. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Ortega-Rivera, A. (2003). Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges batholith of Alta and Baja California: Tectonic implications for western México. *Special Paper of the Geological Society of America*, 374, 297–335. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.297>
- Passchier, C. W., y Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics* (2nd ed.). Springer Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/3-540-29359-0>
- Paterson, S. R., Fowler, T. K., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S., y Miller, R. B. (1998). Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44(1), 53–82. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00022-X](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00022-X)
- Paterson, S. R., Memeti, V., Anderson, L., Cao, W., Lackey, J. S., Putirka, K. D., Miller, R. B., Miller, J. S., y Mundil, R. (2014). Day 6: Overview of arc processes and tempos. In V. Memeti, S. R. Paterson, & K. D. Putirka (Eds.), *Formation of the Sierra Nevada Batholith* (Vol. 34, p. 0). Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2014.0034\(06\)](https://doi.org/10.1130/2014.0034(06))
- Peña-Alonso, T. A., Delgado-Argote, L. A., y 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. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.989421>
- Peña-Alonso, T. ., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., Velasco-Tapia, F., Valencia, V. (2012). Geology and emplacement history of the Nuevo Rosarito plutonic suite in the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(1), 1–23.

- Peña-Alonso, Tomás Alejandro. (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 de la Tierra Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956–983. doi:10.1093/petrology/25.4.956
- Pollard, J. P. (1999). *Paleomagnetism of late Cenozoic volcanics from east-central Mexico implications for regional tectonic evolution*. PhD Thesis. Liverpool John Moores University.
- Premo, W. R, y Douglas M. M., (2014). "SHRIMP-RG U-Pb Ages of Provenance and Metamorphism from Detrital Zircon Populations and Pb-Sr-Nd Signatures of Prebatholithic Metasedimentary Rocks at Searl Ridge, Northern Peninsular Ranges Batholith, Southern California: Implications for Their Age, Orig." In *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California*, eds. Douglas M Morton and Fred K Miller. Geological Society of America, O. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(14\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(14)).
- Profeta, L., Ducea, M. N., Chapman, J. B., Paterson, S. R., Gonzales, S. M. H., Kirsch, M., Petrescu, L., y DeCelles, P. G. (2015). Quantifying crustal thickness over time in magmatic arcs. *Scientific Reports*, 5(1), 17786. <https://doi.org/10.1038/srep17786>
- Ramsay, J. G., y Wood, D. S. (1973). The geometric effects of volume change during deformation processes. *Tectonophysics*, 16(3), 263–277. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951\(73\)90015-2](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951(73)90015-2)
- Robin, P.-Y. F., y Cruden, A. R. (1994). Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 16(4), 447–466. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90090-6](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90090-6)
- Rolland, Y., Cox, S., Boullier, A.-M., Pennacchioni, G., y Mancktelow, N. (2003). Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters*, 214(1), 203–219. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00372-8](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00372-8)
- Rollinson, H., y Pease, V. (2021). *Using Geochemical Data: To Understand Geological Processes* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/9781108777834
- Romo, J. M., Gómez-Treviño, E., Flores-Luna, C., y García-Abdeslem, J. (2017). Electrical conductivity of the crust in central Baja California, México, based on magnetotelluric observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 18–28. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.08.024>
- Rosenberg, C. L., y Handy, M. R. (2000). Syntectonic melt pathways during simple shearing of a partially molten rock analogue (Norcamphor-Benzamide). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B2), 3135–3149. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/1999JB900371>
- Saint Blanquat, M. De, Tikoff, B., Teyssier, C., y Vigneresse, J. L. (1998). Transpressional kinematics and magmatic arcs. *Geological Society, London, Special Publications*, 135(1), 327 LP – 340. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.135.01.21>
- Saint Blanquat, M., y Tikoff, B. (1997). *Development of Magmatic to Solid-State Fabrics during Syntectonic Emplacement of the Mono Creek Granite, Sierra Nevada Batholith BT - Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics* (J. L. Bouchez, D. H. W. Hutton, & W. E. Stephens (Eds.); pp. 231–252).

Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5_15

- Schmidt, K. L., y Paterson, S. R. (2002). A doubly vergent fan structure in the Peninsular Ranges batholith: Transpression or local complex flow around a continental margin buttress? *Tectonics*, 21(5), 14-14–19. <https://doi.org/10.1029/2001TC001353>
- Schmidt, K. L., Paterson, S. R., Blythe, A. E., y Kopf, C. (2009). Mountain building across a lithospheric boundary during arc construction: The Cretaceous Peninsular Ranges batholith in the Sierra San Pedro Martir of Baja California, Mexico. *Tectonophysics*, 477(3–4), 292–310. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.020>
- Schmidt, K. L., Wetmore, P. H., Alsleben, H., y 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. *Memoir of the Geological Society of America*, 211, 645–668. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(20\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(20))
- Schmidt, K. L., Wetmore, P. H., Johnson, S. E., y Paterson, S. R. (2002). Controls on orogenesis along an ocean-continent margin transition in the Jura-Cretaceous Peninsular Ranges batholith. *Special Paper of the Geological Society of America*, 365, 49–71. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2365-5.49>
- Shaw, S E, Victoria R Todd, y Marty Grove. (2003). “Jurassic Peraluminous Gneissic Granites in the Axial Zone of the Peninsular Ranges, Southern California.” In *Tectonic Evolution of Northwestern Mexico and the Southwestern USA*, eds. Scott E Johnson et al. Geological Society of America, 0. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.157>.
- Shaw, S. E., Todd, V. R., Kimbrough, D. L., y Pearson, N. J. (2014). A west-to-east geologic transect across the Peninsular Ranges batholith, San Diego County, California: Zircon 176Hf/177Hf evidence for the mixing of crustal- and mantle-derived magmas, and comparisons with the Sierra Nevada batholith. In Douglas M Morton & F. K. Miller (Eds.), *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California* (Vol. 211, p. 0). Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(15\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(15))
- Sigloch, K., y Mihalynuk, M. G. (2013). Intra-oceanic subduction shaped the assembly of Cordilleran North America. *Nature*, 496(7443), 50–56. <https://doi.org/10.1038/nature12019>
- Sinha, A. K., Hewitt, D. A., y Rimstidt, J. D. (1986). Fluid interaction and element mobility in the development of ultramylonites. *Geology*, 14(10), 883–886. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<883:FIAEMI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<883:FIAEMI>2.0.CO;2)
- Stacey, F. D. (1960). Magnetic anisotropy of igneous rocks. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 65(8), 2429–2442. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/JZ065i008p02429>
- Straub, S. M., Gómez-Tuena, A., y Vannucchi, P. (2020). Subduction erosion and arc volcanism. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1(11), 574–589. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0095-1>
- Sun, S. S., y McDonough, W. F. (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., 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, Vol. 374, 135–155p.

- Tarling, D. H., y Hrouda, F. (1993). The Magnetic Anisotropy of Rocks. In C. & Hall. (Ed.), *Geological Magazine* (2009/05/01, Vol. 132, Issue 4). Cambridge University Press. <https://doi.org/DOI:10.1017/S0016756800021543>
- Teissere, R. F., y Beck, M. E. (1973). Divergent Cretaceous paleomagnetic pole position for the Southern California Batholith, U.S.A. *Earth and Planetary Science Letters*, 18(2), 296–300. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90068-X](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90068-X)
- Tikoff, B., y Teyssier, C. (1994). Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, 16(11), 1575-1588.
- Todd, V. R., Shaw, S. E., y Hammarstrom, J. M. (2003). Cretaceous plutons of the Peninsular Ranges Batholith, San Diego and westernmost Imperial Counties, California: Intrusion across a Late Jurassic continental margin. In Scott E Johnson, S. R. Paterson, J. M. Fletcher, G. H. Girty, D. L. Kimbrough, & A. Martín-Barajas (Eds.), *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the Southwestern USA* (Vol. 374, p. 0). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.185>
- Torres-Carrillo, X. G., Delgado-Argote, L. A., Böhnell, H., Molina-Garza, R. S., y Weber, B. (2016). Palaeomagnetic assessment of plutons from the southern Peninsular Ranges batholith and the Jurassic Vizcaíno igneous suites, Baja California, México. *International Geology Review*, 58(4), 489–509. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1089425>
- Torres-Carrillo, X. G., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., y Contreras-López, M. (2020). Early to Middle Jurassic San Andrés-Cedros plutonic suite, western coast of Baja California, Mexico: Geochemical and isotopic evidence for an island arc extending to the central peninsula. *Journal of South American Earth Sciences*, 98. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102471>
- Torres-Carrillo, X. G., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., Contreras-López, M., Peña-Alonso, T. A., Avilez-Serrano, P., y Gómez-Álvarez, D. K. (2022). Geologic framework of Cretaceous plutons along a west-to-east transect in the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Insights from geochemical, isotopic, and geochronologic data. *International Geology Review*, 1–27. <https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2068079>
- 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., y Cocks, L. R. M. (2012). Phanerozoic Polar Wander, Palaeogeography and Dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114(3–4), 325–368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>
- Tucker, P., y O'Reilly, W. (1980). The laboratory simulation of deuteric oxidation of titanomagnetites: effect on magnetic properties and stability of thermoremanence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 23(2), 112–133. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(80\)90007-2](https://doi.org/10.1016/0031-9201(80)90007-2)
- Valencia-Moreno, M., Iriondo, A., González-León, C. (2006). Temporal constraints on the eastward migration of the Late Cretaceous-early Tertiary magmatic arc of NW Mexico based on new ⁴⁰Ar/³⁹Ar hornblende geochronology of granitic rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(1–2), 22–38. [doi:10.1016/j.jsames.2006.08.006](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.08.006)
- Valencia, V. A., Barra, F., Weber, B., Ruiz, J., Gehrels, G., Chesley, J., y Lopez-Martinez, 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(1–2), 39–51. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2006.08.005>
- Van der Voo, R. (1990). The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics*, 184(1), 1–9. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90116-P](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90116-P)
- Vega-Granillo, R., Sarmiento-Villagrana, A., Salgado-Souto, S., y Araux-Sánchez, E. (2017). P-T conditions of earliest Late Cretaceous metamorphism in the Western Sonobari Complex, northwestern Mexico: tectonic implications. *International Geology Review*, 59(7), 812–828. <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1227942>
- Vernon, R. H., Johnson, S. E., & Melis, E. A. (2004). Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San José tonalite, Baja California, México. *Journal of Structural Geology*, 26(10), 1867–1884. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.02.007>
- Vignerresse, J.-L. (2015). Textures and melt-crystal-gas interactions in granites. *Geoscience Frontiers*, 6(5), 635–663. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.12.004>
- Vignerresse, J. L., y Tikoff, B. (1999). Strain partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas. *Tectonophysics*, 312(2), 117–132. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00167-5](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00167-5)
- Walawender, M. J., Gastil, R. G., Clinkenbeard, J. P., McCormick, W. V, Eastman, B. G., Wernicke, R. S., Wardlaw, M. S., Gunn, S. H., y Smith, B. M. (1990). Chapter 1: Origin and evolution of the zoned La Posta-type plutons, eastern Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California. In J. L. Anderson (Ed.), *The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism* (Vol. 174, p. 0). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/MEM174-p1>
- Weber, B., y Martínez, M. L. (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(6), 707. <https://doi.org/10.1007/s00126-005-0028-4>
- Wetmore, P. H., Herzig, C., Alsleben, H., Sutherland, M., Schmidt, K. L., Schultz, P. W., Paterson, S. R., Johnson, S. E., Fletcher, J. M., y Girty, G. H. (2003). Mesozoic tectonic evolution of the Peninsular Ranges of southern and Baja California. *Special Papers-Geological Society of America*, 374, 93–116.
- Wetmore, Paul H.; Alsleben, H; Paterson, S; Ducea, M. N.; Gehrels, G; y Valencia, V, "Field Trip to the Northern Alisitos Arc Segment: Ancestral Agua Blanca Fault Region" (2005). School of Geosciences Faculty and Staff Publications. 986.https://digitalcommons.usf.edu/geo_facpub/986
- Wetmore, P. H., Hughes, S. S., Stremtan, C., Ducea, M. N., y Alsleben, H. (2014). Tectonic implications of postcontractual magmatism of the Alisitos arc segment of the Peninsular Ranges, Baja California, Mexico. *Memoir of the Geological Society of America*, 211, 669–690. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(21\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(21))
- Zijderveld, J. D. A. (1967). The natural remanent magnetizations of the exeter volcanic traps (Permian, Europe). *Tectonophysics*, 4(2), 121–153. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951\(67\)90048-0](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951(67)90048-0)

Anexos

Anexo 1.

Tabla 9 Síntesis petrográfica de los plutones Piedra Blanca, El Barril y el batolito San Julián. Abreviaturas: Pl=plagioclasa; Bt=biotita; Hbl=hornblenda; Qtz=cuarzo; Fk=feldespato potásico; Ox=óxido; Opx ortopiroxeno; Cpx=clinopiroxeno; Acc=accesorio

Clave	Latitud	Longitud	Plutón	Petrografía	Qz	Pl	Fk	Bt	Hbl	Px	Ox	Acc	Total	A	Q	P	Total
3-III-19	271990	3124801	Calmalli	Tonalita de bt-hbl	22.5	46.7	4.2	19.3	4.6	0.0		2.6	100.0	5.8	30.7	63.6	100.0
2-III-19		3124801	Piedra Blanca	Granito de Bt	35.0	31.0	25.1	7.6	0.0	0.0		1.3	100.0	27.5	38.4	34.1	100.0
P4	266150	3130641	Piedra Blanca	granodiorita de bt	22.8	56.7	9.4	9.8	1.3		0.0	0.0	100.0	10.6	25.6	63.7	100.0
P5	266252	3128968	Piedra Blanca	granodiorita de bt	18.0	54.2	14.6	11.5	1.9		0.0	0.0	100.0	16.8	20.7	62.5	100.0
P6	265522	3133788	Piedra Blanca	granodiorita de bt	25.6	47.0	11.9	11.6	4.0		0.0	0.0	100.0	14.1	30.3	55.6	100.0
P7	285217	3123290	Piedra Blanca	cuarzodiorita de bt	10.5	49.5	3.8	22.5	13.7		0.0	0.0	100.0	6.0	16.4	77.6	100.0
P9	275172	3116713	Piedra Blanca	granodiorita de bt	13.5	48.0	7.8	23.2	7.5		0.0	0.0	100.0	11.3	19.5	69.2	100.0
P10	288131	3126327	Piedra Blanca	granito de bt-hbl	24.8	44.4	25.8	4.3	0.6		0.0	0.0	100.0	27.1	26.1	46.7	100.0
P11	290938	3122661	Piedra Blanca	tonalita de bt-hbl	25.6	48.2	1.3	14.3	10.6		0.0	0.0	100.0	1.8	34.1	64.2	100.0
P12	286926	3123827	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt-Hbl	17.9	42.3	16.9	9.8	12.4		0.3	0.3	100.0	21.9	23.2	54.9	100.0
P13	283500	3120436	Piedra Blanca	granodiorita de bt	21.3	52.2	8.0	13.1	4.8		0.3	0.3	100.0	9.8	26.2	64.1	100.0
1-IX-17	284901	3125685	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt-Hbl	17.0	50.0	13.0	11.0	9.0		1.0		101.0	16.0	21.0	63.0	100.0
2-IX-17	284901	3125685	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt-Hbl	17.0	35.0	15.0	15.0	15.0		3.0		100.0	22.0	24.0	54.0	100.0
3-IX-17	286910	3123837	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt-Hbl	22.0	38.0	17.0	13.0	10.0				100.0	22.0	28.0	50.0	100.0
4-IX-17	291091	3122703	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	30.0	50.0	10.0	10.0					100.0	12.0	33.0	55.0	100.0
5-IX-17	291091	3122703	Piedra Blanca	Granito de Bt	33.0	35.0	31.0	1.0					100.0	32.0	33.0	35.0	100.0
7-IX-17	288899	3125631	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	21.0	39.0	20.0	14.0	6.0				100.0	8.0	21.0	71.0	100.0
8-IX-17	288068	3126340	Piedra Blanca	Granito de Bt	31.0	38.0	26.0	5.0					100.0	27.0	33.0	40.0	100.0
9-IX-17	288264	3129681	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	21.0	55.0	17.0	4.0	1.0		2.0		100.0	18.0	22.0	60.0	100.0
10-IX-17	285608	3131949	Piedra Blanca	Granito de Bt	29.0	35.0	34.0	1.0			1.0		100.0	35.0	29.0	36.0	100.0
11-IX-17	284016	3133146	Piedra Blanca	Granito de Bt	37.0	26.0	34.0	2.0			1.0		100.0	35.0	36.0	29.0	100.0
12-IX-17	282537	3132299	Piedra Blanca	Granito de Bt	35.0	37.0	24.0	3.0			1.0		100.0	25.0	36.0	29.0	90.0
13-IX-17	286549	3137415	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	20.0	56.0	15.0	9.0			1.0		101.0	16.0	22.0	62.0	100.0
14-IX-17	287434	3136933	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	21.0	52.0	19.0	7.0			1.0		100.0	20.0	23.0	57.0	100.0
15-IX-17	288808	3131099	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	22.0	50.0	17.0	9.0	1.0		1.0		100.0	16.0	24.0	60.0	100.0
16-IX-17	289530	3127798	Piedra Blanca	Granito de Bt	32.0	32.0	28.0	7.0			1.0		100.0	31.0	35.0	34.0	100.0
17-IX-17	292124	3131244	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	22.0	46.0	22.0	7.0	2.0		1.0		100.0	24.0	25.0	51.0	100.0
18-IX-17	292644	3131387	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	23.0	48.0	19.0	8.0			2.0		100.0	22.0	25.0	53.0	100.0
19-IX-17	292644	3131387	Piedra Blanca	Tonalita de Bt	24.0	55.0	4.0	13.0	4.0				100.0	4.0	29.0	67.0	100.0
20-IX-17	293842	3131545	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	18.0	50.0	14.0	10.0	7.0		1.0		100.0	18.0	22.0	60.0	100.0

21-IX-17	293842	3131545	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	13.0	49.0	7.0	16.0	15.0			100.0	9.0	21.0	70.0	100.0
1-IV-18	282961	3119602	Piedra Blanca	Granito de Bt	26.0	39.0	23.0	12.0				100.0	25.0	30.0	45.0	100.0
2-IV-18	282961	3119602	Piedra Blanca	Cuarzodiorita de Hbl-Bt	6.0	63.0	9.0	7.0	10.0	5.0		100.0	10.0	21.0	69.0	100.0
4-IV-18	283374	3120389	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	17.0	52.0	20.0	7.0	4.0			100.0	12.0	20.0	68.0	100.0
5-IV-18	284234	3120774	Piedra Blanca	Granodiorita de Hbl-Bt	15.0	54.0	18.0	6.0	5.0	2.0		100.0	16.0	20.0	64.0	100.0
6-IV-18	284251	3121141	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	30.0	43.0	22.0	4.0		1.0		100.0	19.0	32.0	49.0	100.0
7-IV-18	283545	3129350	Piedra Blanca	Granito de Bt	32.0	42.0	24.0	2.0				100.0	24.0	33.0	43.0	100.0
8-IV-18	283545	3129350	Piedra Blanca	Granito de Bt	27.0	35.0	28.0	9.0		1.0		100.0	32.0	30.0	38.0	100.0
9-IV-18	283870	3129098	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	21.0	59.0	15.0	4.0		1.0		100.0	23.0	28.0	49.0	100.0
10-IV-18	285274	3129057	Piedra Blanca	Granito de Bt	27.0	37.0	27.0	9.0				100.0	28.0	26.0	46.0	100.0
11-IV-18	285559	3129131	Piedra Blanca	Granito de Bt	29.0	33.0	30.0	8.0				100.0	30.0	31.0	39.0	100.0
12-V-18	288268	3129651	Piedra Blanca	Granito de Bt	27.0	36.0	31.0	5.0		1.0		100.0	32.0	29.0	39.0	100.0
13-IV-18	281630	3131247	Piedra Blanca	Granito de Bt	28.0	35.0	30.0	7.0				100.0	33.0	30.0	37.0	100.0
14-IV-18	282220	3132543	Piedra Blanca	Granito de Hbl	23.0	38.0	30.0	1.0	8.0			100.0	40.0	26.0	34.0	100.0
15-IV-18	282303	3132698	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	22.0	47.0	25.0	6.0				100.0	27.0	23.0	50.0	100.0
16-IV-18	289589	3130562	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	20.0	52.0	13.0	11.0	3.0	1.0		100.0	16.0	24.0	60.0	100.0
19-IV-18	292015	3131226	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	20.0	58.0	10.0	8.0	2.0	2.0		100.0	13.0	20.0	67.0	100.0
20-IV-18	294680	3131091	Piedra Blanca	Granito de Bt	26.0	38.0	22.0	11.0	2.0	1.0		100.0	26.0	31.0	43.0	100.0
24-IV-18	295783	3132275	Piedra Blanca	Granito de Bt	25.0	44.0	19.0	7.0	5.0			100.0	45.0	27.0	28.0	100.0
25-IV-18	295698	3131784	Piedra Blanca	Granito de Hbl-Bt	22.0	36.0	20.0	11.0	11.0			100.0	25.0	29.0	46.0	100.0
27-IV-18	295836	3131970	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt-Hbl	23.0	38.0	16.0	13.0	9.0	1.0		100.0	21.0	30.0	49.0	100.0
28-IV-18	295836	3131970	Piedra Blanca	Granito de Bt	29.0	33.0	23.0	9.0	6.0			100.0	28.0	34.0	38.0	100.0
29-IV-18	295836	3131970	Piedra Blanca	Granito de Bt	36.0	32.0	31.0	1.0				100.0	33.0	36.0	31.0	100.0
24-II-14	266246	3127882	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	21.0	48.0	19.0	12.0				100.0	22.0	24.0	54.0	100.0
25-II-14	265062	3131764	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	21.0	41.0	22.0	11.0	5.0			100.0	26.0	25.0	49.0	100.0
26-II-14	265161	3132018	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	20.0	55.0	20.0	5.0				100.0	21.0	21.0	58.0	100.0
27-II-14	265511	3133607	Piedra Blanca	Granito de Bt	31.0	40.0	22.0	7.0				100.0	24.0	24.0	43.0	91.0
29-II-14	266546	3133605	Piedra Blanca	Granito de Bt	31.0	35.0	28.0	5.0	1.0			100.0	30.0	30.0	40.0	100.0
9-XI-15	283513	3120419	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt-Hbl	17.0	56.0	12.0	11.0	4.0			100.0	14.0	21.0	65.0	100.0
10-XI-15	285202	3123285	Piedra Blanca	Granito de Bt	31.0	42.0	21.0	6.0				100.0	22.0	33.0	45.0	100.0
12-III-15	266190	3128944	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt	23.0	44.0	24.0	8.0		1.0		100.0	27.0	25.0	48.0	100.0
13-III-15	266225	3130032	Piedra Blanca	Granodiorita de Bt-Hbl	19.0	48.0	18.0	10.0	5.0			100.0	21.0	23.0	56.0	100.0
1-IV-17	304769	3137308	El Barril	Granito de Bt	21.5	45.5	12.9	5.5	0.8	0.3	0.0	100.0	16.2	26.9	56.9	100.0
2-IV-17	307646	3136155	El Barril	Granodiorita de Bt	25.6	43.5	8.5	12.7	1.1	0.0	0.0	100.0	11.0	33.0	56.0	100.0
3-IV-17	309316	3127537	El Barril	Cuarzodiorita de Bt-Hbl	8.8	57.0	0.0	17.1	16.8	0.0	0.0	100.0	0.0	13.4	86.6	100.0
4-IV-17	309316	3127537	El Barril	Granodiorita de Bt	28.9	45.2	14.0	8.8	1.7	0.0	0.0	100.0	15.9	32.8	51.3	100.0
5-IV-17	308387	3126225	El Barril	Tonalita de Bt-Hbl	18.7	60.1	4.1	12.4	4.4	0.3	0.0	100.0	5.0	22.6	72.4	100.0
6-IV-17	309479	3125642	El Barril	Granodiorita de Bt-Hbl	23.1	54.3	10.5	8.5	3.3	0.3	0.0	100.0	11.9	26.3	61.8	100.0
7-IV-17	310274	3124435	El Barril	Granodiorita Bt-Hbl	18.2	50.4	14.0	16.0	3.0	0.0	0.0	100.0	17.0	22.0	61.0	100.0

8-IV-17	309446	3122236	El Barril	Granodiorita Bt-Hbl	18.6	55.4	15.1	8.1	2.7	0.0	0.0	100.0	17.0	20.9	62.1	100.0
9-IV-17	309381	3121937	El Barril	Cuarzodiorita de Hbl-Bt	9.0	42.0	0.0	4.0	44.0	1.0	0.0	100.0	0.0	17.6	82.4	100.0
11-IV-17	309356	3121923	El Barril	Granodiorita de Bt-Hbl	23.1	55.6	9.6	6.6	4.7	0.0	0.0	100.0	10.9	26.2	62.9	100.0
13-IV-17	309354	3121519	El Barril	Granodiorita de Bt	19.6	47.4	20.9	9.9	2.2	0.0	0.0	100.0	23.8	22.3	53.9	100.0
14-IV-17	307372	3126792	El Barril	Granodiorita de Bt	12.1	62.0	5.0	9.1	0.0	0.0	0.0	100.0	6.3	15.3	78.4	100.0
15-IV-17	307372	3126792	El Barril	Granodiorita de Bt	18.2	54.5	8.8	6.9	0.0	0.0	0.0	100.0	10.8	22.3	66.9	100.0
16-IV-17	300287	3134314	El Barril	Granodiorita de Bt	24.2	56.5	15.2	3.6	0.0	0.0	0.0	100.0	15.8	25.3	58.9	100.0
17-IV-17	302714	3135272	El Barril	Granodiorita de Bt	24.0	68.6	2.8	3.3	0.6	0.6	0.0	100.0	2.9	25.1	72.0	100.0
18-IV-17	303066	3135594	El Barril	Granodiorita de Bt	20.9	56.2	15.4	6.3	0.6	0.3	0.0	100.0	16.7	22.6	60.7	100.0
20-IV-17	304323	3136920	El Barril	Granodiorita de Bt-Hbl	17.6	56.9	14.6	7.1	2.2	0.8	0.0	100.0	16.4	19.8	63.9	100.0
21-IV-17	299593	3133746	El Barril	Granodiorita de Bt-Hbl	20.9	51.4	18.4	5.5	3.6	0.3	0.0	100.0	20.3	23.0	56.7	100.0
22-IV-17	304412	3128205	El Barril	Granito	30.6	34.7	34.7	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	34.7	30.6	34.7	100.0
23-IV-17	304412	3128205	El Barril	Granodiorita de Bt	17.1	59.2	9.1	7.7	9.1	0.0	0.0	100.0	10.6	20.0	69.4	100.0
24-IV-17	305184	3128401	El Barril	Granodiorita de Bt-Hbl	21.8	41.0	20.9	9.1	6.9	0.0	0.0	100.0	25.0	26.0	49.0	100.0
25-IV-17	314492	3135819	El Barril	Granodiorita de Bt-Hbl	27.0	51.0	14.0	5.5	1.7	0.6	0.0	100.0	15.3	29.3	55.4	100.0
26-IV-17	313802	3136819	El Barril	Cuarzodiorita de Bt-Hbl	25.6	51.0	16.3	5.0	1.1	1.1	0.0	100.0	17.5	27.6	54.9	100.0
27-IV-17	312832	3139218	El Barril	Granodiorita de Bt	24.0	57.9	12.4	4.1	0.8	0.8	0.0	100.0	13.2	25.4	61.4	100.0
28-IV-17	312125	3141038	El Barril	Granodiorita de Bt	19.3	56.1	14.4	8.3	1.4	0.3	0.0	100.0	16.0	21.5	62.5	100.0
29-IV-17	309857	3145012	El Barril	Cuarzodiorita de Bt-Hbl	22.0	55.6	18.7	1.1	0.8	1.1	0.0	100.0	19.4	22.9	57.7	100.0
30-IV-17	309500	3145377	El Barril	Granodiorita de Bt	18.5	58.7	14.6	7.2	0.8	0.6	0.0	100.0	15.9	20.2	64.0	100.0
31-IV-17	309559	3141708	El Barril	Granodiorita de Bt-Hbl	26.2	53.7	11.2	6.8	1.7	0.0	0.0	100.0	12.3	28.7	59.0	100.0
1-XI-17	295287	3134865	El Barril	Granodiorita de Bt	21.5	53.4	19.0	6.1	0.0	0.0	0.0	100.0	20.2	22.9	56.9	100.0
Ba13	299839	3133191	El Barril	Granodiorita de Bt-Hbl	19.0	66.4	8.8	4.7	0.8	0.0	0.0	100.0	9.4	20.2	70.5	100.0
4-XI-17	312119	3132244	El Barril	Granodiorita de Bt	30.6	51.0	13.2	4.4	0.0	0.8	0.0	100.0	14.0	32.3	53.8	100.0
5-XI-17	311998	3132245	El Barril	Granodiorita de Bt-Hbl	27.3	54.0	11.0	3.6	2.8	0.6	0.0	100.0	11.9	29.6	58.5	100.0
7-XI-17	313982	3134756	El Barril	Granodiorita de Bt-Hbl	30.5	49.5	16.8	2.2	0.5	0.0	0.0	100.0	17.3	31.5	51.1	100.0
8-XI-17	313797	3136810	El Barril	Granodiorita de Bt-Hbl	20.1	66.9	7.7	2.5	2.5	0.3	0.0	100.0	8.1	21.2	70.6	100.0
9-XI-17	307557	3141068	El Barril	Granodiorita de Bt	30.7	50.8	15.6	2.8	0.0	0.0	0.0	100.0	16.1	31.6	52.3	100.0
10-XI-17	306490	3139785	El Barril	Granito de Bt	26.3	41.6	25.2	5.8	0.0	0.5	0.0	100.0	27.1	28.2	44.7	100.0
22-IX-17	288513	3145798	El Barril	Tonalita de Bt	34.3	46.8	3.6	11.6	1.2	1.0		100.0	4.0	41.0	55.0	100.0
23-IX-17	288869	3145581	El Barril	Tonalita de Bt-Hbl	24.5	50.3	6.0	14.8	3.4	1.0		100.0	7.0	30.0	63.0	100.0
24-IX-17	289874	3145008	El Barril	Tonalita de Bt-Hbl	25.9	59.1	2.6	8.2	3.3	0.9		100.0	3.0	30.0	67.0	100.0
25-IX-17	292233	3145221	El Barril	Tonalita de Bt-Hbl	29.0	53.2	3.0	11.2	2.0	0.3		100.0	4.0	34.0	62.0	100.0
27-IX-17	291934	3142093	El Barril	Granodiorita de Bt	31.7	42.5	16.5	8.3	0.0	0.7		100.0	18.0	35.0	47.0	100.0
28-IX-17	291934	3142093	El Barril	Granodiorita de Bt	29.1	51.6	12.5	2.6	3.5	0.7		100.0	14.0	31.0	55.0	100.0
29-IX-17	292737	3140750	El Barril	Granodiorita de Bt	30.2	45.5	15.3	8.3	0.0	0.7		100.0	16.0	33.0	51.0	100.0
30-IX-17	292989	3140772	El Barril	Granodiorita de Bt	21.3	58.1	11.0	8.2	0.0	0.4		100.0	12.0	24.0	64.0	100.0
31-IX-17	306879	3136364	El Barril	Granodiorita de Bt	26.0	49.7	17.3	7.0	0.0	0.0		100.0	18.0	28.0	54.0	100.0
32-IX-17	307751	3136197	El Barril	Cuarzodiorita de Bt	14.7	67.0	5.3	12.3	0.0	0.7		100.0	6.0	16.0	78.0	100.0

33-IX-17	308455	3135823	El Barril	Tonalita de Bt	23.0	63.3	7.7	4.7	1.3	0.0	100.0	8.0	24.0	68.0	100.0		
35-IX-17	311110	3134378	El Barril	Tonalita de Bt-Hbl	20.6	61.8	5.6	8.0	2.7	1.3	100.0	6.0	24.0	70.0	100.0		
37-IX-17	312085	3140789	El Barril	Granito	28.0	39.0	33.0				100.0	33.0	28.0	39.0	100.0		
38-IX-17	312085	3140789	El Barril	Tonalita de Bt	24.7	63.0	5.0	6.3	0.0	0.4	100.0	5.0	26.0	69.0	100.0		
39-IX-17	307993	3141270	El Barril	Granodiorita de Bt	19.3	48.3	16.7	13.3	0.0	1.8	100.0	19.0	23.0	58.0	100.0		
40-IX-17	307272	3141008	El Barril	Granodiorita de Bt	20.3	53.5	7.0	18.3	0.0	0.7	100.0	8.0	25.0	67.0	100.0		
41-IX-17	305135	3138455	El Barril	Tonalita de Bt	21.0	65.0	5.0	8.7	0.0	0.0	100.0	5.0	24.0	71.0	100.0		
30-IV-18	296806	3136243	El Barril	Granodiorita de Bt	30.8	38.9	20.3	8.1	0.0	1.0	100.0	23.0	34.0	43.0	100.0		
31-IV-18	311150	3141771	El Barril	Granodiorita de Bt	16.2	53.9	16.6	12.3	0.6	0.0	100.0	16.0	22.0	62.0	100.0		
32-IV-18	309456	3145168	El Barril	Granodiorita de Bt-Hbl	26.4	50.5	6.9	11.9	3.6	0.7	100.0	8.0	32.0	60.0	100.0		
33-IV-18	313803	3142286	El Barril	Granodiorita de Bt	18.0	11.8	50.0	16.3	1.3	2.0	100.0	15.0	23.0	62.0	100.0		
34-IV-18	315549	3140778	El Barril	Granodiorita de Bt-Hbl	20.7	49.7	21.7	4.3	3.6	0.7	100.0	23.0	22.0	55.0	100.0		
35-IV-18	313463	3143302	El Barril	Granodiorita de Bt-Hbl	23.8	47.9	14.6	8.0	5.4	0.0	100.0	18.0	27.0	55.0	100.0		
36-IV-18	313573	3143605	El Barril	Granodiorita de Bt	20.1	59.9	10.2	7.4	1.5	0.9	100.0	11.0	22.0	67.0	100.0		
37-IV-18	317775	3143375	El Barril	Tonalita de Bt	26.1	56.3	6.3	7.8	2.5	1.4	100.0	7.0	30.0	63.0	100.0		
38-IV-18	317775	3143375	El Barril	Diorita de Bt	8.0	53.5	0.0	32.2	3.9	2.4	100.0	0.0	9.0	91.0	100.0		
39-IV-18	317579	3145892	El Barril	Granodiorita de Bt	21.9	55.1	8.6	13.1	1.0	0.0	100.0	10.0	25.0	65.0	100.0		
1-V-19	213765	3181126	San Ignacio	Tonalita de Hbl	20.4	63.6	0.0	5.9	7.4	0.0	1.5	1.2	100.0	75.7	24.3	0.0	100.0
2-V-19	213765	3181126	San Ignacio	Tonalita de Hbl-Bt	22.3	59.8	0.0	8.8	7.5	0.0	1.2	0.4	100.0	75.2	28.8	0.0	100.0
3-V-19	217438	3182582	San Ignacio	Tonalita de Hbl-Bt	20.8	62.1	0.6	6.7	7.3	0.0	1.2	1.2	100.0	74.4	24.9	0.7	100.0
4-V-19	217438	3182582	San Julián	Diorita de Hbl	0.0	52.8	0.0	0.0	46.8	0.0	0.4	0.0	100.0			100.0	100.0
6-V-19	219893	3185678	San Julián	Diorita de Hbl	0.0	40.2	0.0	0.0	59.2	0.0	0.6	0.0	100.0			100.0	100.0
7-V-19	220646	3187500	San Julián	Tonalita de Bt	24.5	58.5	4.7	9.1	0.0	0.0	1.3	1.9	100.0	66.7	28.0	5.4	100.0
8-V-19	221390	3189965	San Julián	Granodiorita de Bt	54.2	31.3	9.7	3.4	0.0	0.0	0.3	0.9	100.0	32.9	56.9	10.2	100.0
9-V-19	222806	3190000	San Julián	Granodiorita de Bt	37.4	37.7	15.9	6.0	0.0	0.0	0.3	2.6	100.0	41.5	41.1	17.5	100.0
10-V-19	224367	3189454	San Julián	Diorita de Hbl	0.0	53.1	0.0	0.0	33.4	8.6	4.9	0.0	100.0	100.0	0.0	0.0	100.0
11-V-19	224523	3189403	San Julián	Cuarzodiorita de Hbl	9.2	42.1	0.0	2.8	37.7	5.4	2.5	0.3	100.0	82.1	17.9	0.0	100.0
12-V-19	224523	3189403	San Julián	Granodiorita de Bt	36.0	39.4	11.7	9.8	1.6	0.0	0.6	0.9	100.0	45.3	41.3	13.4	100.0
18-V-19	221540	3205094	San Julián	Granodiorita de Bt	48.1	32.2	15.2	4.3	0.0	0.0	0.2	0.0	100.0	66.7	28.0	5.4	100.0
19-V-19	231034	3209012	San Julián	Cuarzogranito de Bt	63.3	28.1	2.9	1.3	0.0	0.0	2.9	1.6	100.0	29.8	67.1	3.1	100.0
20-V-19	231951	3203347	San Julián	Granodiorita de Bt	40.2	38.6	14.1	6.9	0.0	0.0	0.0	0.3	100.0	41.5	43.3	15.1	100.0

Anexo 2.

Tabla 10 Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS de granodiorita de biotita del batolito San Julián. Muestra 8-V-19

Spot	Concentración (ppm)			²⁰⁶ Pb / ²³⁸ Pb	Th/U ^a	Relaciones isotópicas					Edades aparentes (Ma)					Conc. %	
	U ^a	Pb ^a	Th ^a			²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb		±2σ
19-11	457	10	147	1159	0.32	0.1494	0.0087	0.02224	0.00080	0.62	141	8	142	5	135	108	105
19-32	571	13	304	61143	0.53	0.1491	0.0077	0.02224	0.00080	0.70	141	7	142	5	129	86	110
19-09	250	6	120	1790	0.48	0.1492	0.0084	0.02223	0.00080	0.64	141	8	142	5	132	102	107
19-38	628	14	221	1514	0.35	0.1483	0.0071	0.02220	0.00080	0.75	140	7	142	5	121	75	117
19-39	331	7	76	1432	0.23	0.1565	0.0205	0.02212	0.00080	0.28	148	19	141	5	254	290	55
19-30	506	11	180	53764	0.36	0.1492	0.0087	0.02210	0.00080	0.62	141	8	141	5	146	107	96
19-22	474	10	245	3039	0.52	0.1485	0.0078	0.02201	0.00078	0.67	141	7	140	5	145	91	97
19-24	509	11	260	53784	0.51	0.1474	0.0072	0.02193	0.00078	0.73	140	7	140	5	135	78	103
19-17	769	17	307	25154	0.40	0.1478	0.0068	0.02192	0.00078	0.77	140	6	140	5	143	69	98
19-31	985	22	541	5628	0.55	0.1478	0.0070	0.02190	0.00078	0.75	140	7	140	5	145	74	96
19-18	475	10	140	49995	0.29	0.1470	0.0084	0.02185	0.00078	0.62	139	8	139	5	138	105	101
19-01	550	12	238	3045	0.43	0.1467	0.0075	0.02184	0.00078	0.70	139	7	139	5	135	86	103
19-28	404	9	58	35667	0.14	0.1469	0.0099	0.02179	0.00078	0.53	139	9	139	5	143	134	97
19-25	863	19	249	2223	0.29	0.1465	0.0074	0.02172	0.00078	0.71	139	7	139	5	144	82	96
19-14	287	6	119	30039	0.41	0.1462	0.0079	0.02167	0.00078	0.66	139	8	138	5	144	95	96
19-02	562	12	183	2666	0.33	0.1458	0.0070	0.02166	0.00078	0.75	138	7	138	5	139	75	99
19-34	305	7	97	574	0.32	0.1445	0.0087	0.02162	0.00078	0.60	137	8	138	5	122	114	113
19-13	505	11	212	3033	0.42	0.1448	0.0071	0.02155	0.00078	0.74	137	7	137	5	134	78	102
19-19	362	8	109	37619	0.30	0.1442	0.0095	0.02154	0.00078	0.55	137	9	137	5	127	130	108
19-23	688	15	475	71324	0.69	0.1451	0.0068	0.02153	0.00076	0.75	138	6	137	5	142	72	97
19-04	312	7	80	32473	0.26	0.1446	0.0077	0.02152	0.00078	0.68	137	7	137	5	136	92	101
19-36	648	14	172	67042	0.27	0.1448	0.0070	0.02151	0.00078	0.75	137	7	137	5	139	75	99
19-05	590	13	148	4026	0.25	0.1431	0.0068	0.02139	0.00076	0.75	136	6	136	5	125	74	109
19-40	955	20	302	98126	0.32	0.1430	0.0066	0.02139	0.00076	0.77	136	6	136	5	123	70	111
19-21	690	15	197	71071	0.28	0.1436	0.0077	0.02138	0.00076	0.66	136	7	136	5	134	95	102
19-20	552	12	167	5523	0.30	0.1439	0.0078	0.02135	0.00076	0.66	136	7	136	5	142	95	96
19-29	846	18	369	8154	0.44	0.1427	0.0066	0.02135	0.00076	0.77	135	6	136	5	123	69	111
19-37	474	10	103	2030	0.22	0.1434	0.0086	0.02131	0.00076	0.60	136	8	136	5	139	113	98
19-35	772	16	211	5440	0.27	0.1421	0.0067	0.02126	0.00076	0.76	135	6	136	5	123	72	110
19-16	438	9	377	44599	0.86	0.1422	0.0072	0.02114	0.00076	0.71	135	7	135	5	138	83	98
19-26	967	20	231	402	0.24	0.1838	0.0159	0.02111	0.00076	0.42	171	15	135	5	714	168	19
19-10	636	13	202	64810	0.32	0.1416	0.0069	0.02110	0.00076	0.74	134	7	135	5	132	77	102
19-12	1093	23	508	23691	0.46	0.1423	0.0067	0.02108	0.00074	0.74	135	6	134	5	146	74	92
19-15	356	7	57	942	0.16	0.1418	0.0086	0.02103	0.00076	0.60	135	8	134	5	143	114	94
19-27	307	6	85	8244	0.28	0.1420	0.0077	0.02101	0.00076	0.67	135	7	134	5	148	95	90
19-33	512	11	52	51594	0.10	0.1425	0.0075	0.02097	0.00076	0.68	135	7	134	5	161	90	83

Anexo 3.

Tabla 11. Síntesis de análisis químicos puntuales de óxidos con el microscopio electrónico de barrido del batolito San Julián y los plutones Piedra Blanca y El Barril. Todos los análisis están normalizados.

<i>batolito San Julián</i>												
<i>sitio S13 diorita de hornblenda</i>												
Mg	Al	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Total	Óxido	Forma	Observaciones
0.9	1.28	0.29	1.36	0.17	0.03	94.62	0.04	0	100	Hematita	lamela	R2
0.85	1.38	0.64	1.11	0.26	0	94.23	0.17	0	100	Hematita	inclusión externa	compuesto
2.23	0.77	46.15	0.6	0	0.49	48.07	0	0.05	100	ilmenita	anhedral	R2
2.17	0.72	45.76	0.56	0	0.45	48.71	0.18	0	100	ilmenita	anhedral	R2
0.93	1.33	1.95	1.27	0.1		92.61	0.34	0	100	magnetita	anhedral	C1
1.04	1.28	1.97	1.44	0.08		92.38	0.23	0	100	magnetita	anhedral	C1
1.95	0.82	46.6	0.27	0	1.87	46.94	0.04	0	100	ilmenita	inclusión externa	compuesto
1.07	1.46	0.41	1.11	0.55	0	93.71	0.33	0	100	magnetita	subhedral homogénea	C1
2.69	0.75	45.52		0.21	2.17	46.63	0.23	0	100	ilmenita	inclusión externa	compuesto
1.12	1.34	0.75	1.08	0.51	0	93.19	0.12	0	100	magnetita	euedral	C1
2.51	0.71	46.2		0.13	2.14	46.51	0.08	0	100	ilmenita	listón tipo sandwich	sandwich
0.9	1.25	0.22	1.2	0.24	0	94.68	0.27	0	100	magnetita	euedral	C1
0.67	0.62	45.6	0.53	0	1.47	50.27	0	0	100	ilmenita	subhedral	R2
0.37	1.05	2.27	1.17	0.11	0	93.04	0.27	0	100	Hematita	exsolución en ilmenita	R2
1.25	0.82	44.46		0.03	1.76	50.02	0.13	0	100	ilmenita	subhedral	R1
0.81	1.26	0.24	0.9	0.51	0.02	94.84	0.18	0	100	magnetita	euedral	C2
1.36	0.71	45.42	0.35	0	2.81	47.97	0	0	100	ilmenita	listón	sandwich
2.21	1.48	0.23	0.07	0	0.03	91.41	0.3	0	100	magnetita	euedral	C2
2.9	61.73	0.94		0.64	1.13	16.92	0.11	0.3	100	espinela	anhedral	

*batolito San Julián**sitio SI7 coordenadas: 219893 - 3185678 diorita de hornblenda*

<i>Mg</i>	<i>Al</i>	<i>Ti</i>	<i>V</i>	<i>Cr</i>	<i>Mn</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>	<i>Cu</i>	<i>Total</i>	<i>Óxido</i>	<i>Forma</i>	<i>Observaciones</i>
2.46	0.38	44.15	0.09	0.59		51.89	0	0	100	ilmenita	subhedral	R2
0.52	0.96	1.26	0.63	0.14	0	95.95	0	0.01	100	hematita	lamelas	R2
0.33	0.31	0.76	0.11	0.03	0	28.53	0	28.95	100	calco- pirita	inclusión ex- terna	tipo compuesto
0.26	0.25	0.02		0.05	0	53.96	0.37	0	100	pirrotita	anhedral	
0.55	0.9	0.33	0.56	0.14	0	96.88	0	0	100	magnetita	subhedral	C1
2.5	0.43	44.07	0.23	0	0.64	51.66	0		100	ilmenita	subhedral	R2
0.53	0.98	2.03	0.45	0.09	0	95.2	0		100	Hematita	inclusión ex- terna	tipo compuesto
0.84	1.32	0.31	0.67	0.31	95.77	0			100	pirolusita	inclusión in- terna	tipo compuesto
0.34	0.24	0.01	0.06	0	0	40.09	0		100	pirrotita	subhedral	tipo compuesto
0.29	0.34	0.18	0.06	0	0	28.05	0	29.87	100	calco- pirita	subhedral	tipo compuesto
0.28	0.22	0.02	0	0		29.28	0	29.44	100	calco- pirita	inclusión in- terna	tipo compuesto
0.38	0.3	0.1		0.04	0.03	53.75	0.55	0	100	pirrotita	inclusión ex- terna	tipo compuesto
0.35	0.27	0.13	0.04	0	0	40.03	0.75	0	100	pirrotita	inclusión ex- terna	tipo compuesto
14.28	1.27	0.07	0.34	0.09		69.94	0	0	100	magnetita	inclusión in- terna	tipo compuesto
0.68	1.11	0.15	0.74	0.19	0	96.46	0		100	magnetita	subhedral	sandwich
1.96	0.39	43.51		0	0.98	52.9	0		100	ilmenita	listón tipo sandwich	sandwich
0.68	0.92	2.26	0.48	0.08	0	94.74	0		100	Hematita	exsolución en ilmenita	R2
0.39	0.38	0.18	0.09	15.87	1.84	70.43	8.58		100	Hematita	exsolución en ilmenita	R2
0.79	1.24	0.05	0.86	0.19		96.04	0		100	Hematita	exsolución en ilmenita	R2
2.66	0.48	43.06		0.05	0.78	52.32	0		100	ilmenita	subhedral	R2
0.7	1.02	1.28	0.44	0.08	0	95.48	0		100	Hematita	exsolución en ilmenita	R2

batolito San Julián

sitio S18 coordenadas: 222806 - 3190000 diorita de hornblenda

Mg	Al	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Total	Óxido	Forma	Observaciones
1.53	0.43	0.01	44.5	0.53	0	0.87	51.61	0	100	ilmenita	euedral	R2
0.57	0.64	0	2.48	0.74	0.09	0.2	94.72	0	100	hematita	exsolución en ilmenita	R2
0.72	0.9	0.07	0.63	0.78	0.02	0	96.01	0	100	hematita	inclusión externa	Tipo compuesto
1.19	2.42	0.03	2.32	0.9	0.2	0.42	91.83	0	100	titano-magnetita	subhedral	C1
0.74	0.47	0.02	44.59		0.13	1.85	51.61	0	100	ilmenita	inclusión externa	Tipo compuesto
0.55	1	0	0.14	0.89	0.09		96.9	0	100	magnetita	subhedral	C1
1.82	0.45	0	44.8		0.05	1.15	51.17	0	100	ilmenita	subhedral	Tipo compuesto
0.58	0.79	0	2.54	0.47	0.05		95.02	0	100	hematita	exsolución en ilmenita	R2
0.6	0.79	0	1.76	0.68	0.04	0.06	95.22	0	100	hematita	exsolución en ilmenita	R2
0.62	1.04	0.07	0.28	0.88	0.18	0	96.14	0	100	magnetita	subhedral	C1
1.46	0.45	0	44.8		0.05	1.36	51.13	0.05	100	ilmenita	subhedral	R2
0.54	0.9	0	2.27	0.58	0.12	0.06	94.78	0	100	Hematita	exsolución en ilmenita	R2

batolito San Julián

sitio S15 coordenadas: 221390 - 3189965 granodiorita de biotita

Mg	Al	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Total	Óxido	Forma	Observaciones
1.3	1.21	0.02	0.11	0.75	0	0	94.46	0	100	magnetita	euedral	C1
1.27	1.04	0.05	41.28		0.16	6.97	47.1	0	100	ilmenita	euedral	liston tipo sandwich
0.62	0.52	0.1	0.51	0.82	0.06	0.05	96.51	0	100	magnetita	euedral	C2
0.73	0.4	0	44.69	0.47	0	6.41	46.66	0	100	ilmenita	Lamela de exsolución	C2
0.6	0.51	0.04	93.48	0.51	0	0	4.12	0	100	rutilo	lentes en lamela	C4
2.45	3.65	26.42	29.4	1.37	0	0.17	4.07	0	100	esfena	inclusion externa	tipo compuesto
1.98	2.25	0.1	0.17	0.6	0.09	0.1	88.56	0.5	100	titano-magnetita	euedral	C1

batolito San Julián

sitio S19 coordenadas: 224523 - 31894034 granodiorita de biotita

Mg	Al	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Total	Óxido	Forma	Observaciones
0.65	0.61	0.03	0.17		0.14	0.12	97.06	0.46	100	magnetita	euedral	C1
0.6	0.32	0.01	44.15		0	3.38	50.7	0.14	100	ilmenita	inclusión interna	tipo compuesto
0.43	0.67	0.04	0		0.08	0.05	0	0.02	100	cuarzo		
0.42	0.41	0.06	44.66		0.11	3.53	50.09	0	100	ilmenita	euedral	R1
0.93	0.45	0.13	0.15		0.09	0.11	96.78	0.39	100	magnetita	euedral	C1
0.68	0.43	0.06	44.17		0.05	2.93	50.62	0.29	100	ilmenita	euedral	R1
0.71	0.38	0.02	44.28		0.03	3.17	50.82	0	100	ilmenita	subhedral	R1
0.49	0.36	0.06	44.57		0.13	3.16	50.75	0	100	ilmenita	subhedral	R1
0.58	0.44	0.04	43.01		0.06	3.11	52.08	0	100	ilmenita	subhedral	R1
0.64	2.28	31.38	36.09		0.07	0.14	1.5	0	100	esfena	inclusión externa	tipo compuesto
0.55	0.3	0	44.13		0.01	3.19	51.27	0.13	100	ilmenita	euedral	R1
0.67	0.38	0	44.68		0.12	2.93	50.73	0.08	100	ilmenita	euedral	R1

batolito San Julián

sitio S16 coordenadas: 224367 - 3189454 granodiorita de biotita

Mg	Al	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Total	Óxido	Forma	Observaciones
0.64	0.38	0.1	44.68		0	2.23	50.95	0	100	ilmenita	euedral	R1
0.85	0.44	0.13	43.76		0.04	2.45	50.89	0	100	ilmenita	euedral	R1
0.61	0.44	0	44.87		0.01	2.07	51.07	0.14	100	ilmenita	euedral	R1
0.74	0.6	0.06	0.15	0.57	0.05		96.94	0	100	magnetita	euedral	C1
0.85	0.82	0.14	0.17	0.52	0	0.04	96.05	0.09	100	Hematita	inclusión externa	tipo compuesto
0.76	0.48	0	44.18	0.33	0	2.24	51.32	0.07	100	ilmenita	euedral	R1 con inclusiones de apatito
0.83	0.44	0	44.64	0.4	0	2.08	50.99	0	100	ilmenita	euedral	R1
1.01	0.71	0.1	55.29		0.06	1.74	39.91	0	100	ilmenita	inclusión interna	tipo compuesto
0.71	0.62	0.1	0.12	0.67	0.09		96.45	0.48	100	magnetita	euedral	C1
0.56	0.72	0.05	0.24	0.64	0	0.07	96.82	0.08	100	magnetita	euedral	C1
0.61	0.72	0.07	0.45	0.69	0	0	96.73	0.13	100	magnetita	euedral	con lamelas tipo enrejado
1.08	0.51	0.06	33.14	0.42	0	1.76	61.3	0	100	ilmenita	exsolución en magnetita	C2

0.64	0.41	0.08	44.07		0.07	2.53	51.39	0.19	100	ilmenita	exsolución en magnetita	C2
0.64	0.36	0	43.47		0.06	2.23	52.56	0.16	100	ilmenita	euedral	R1
0.81	0.41	0.09	44.69		0.05	2.38	50.96	0.08	100	ilmenita	euedral	R1
0.91	0.54	0.1	44.25		0.07	2.06	50.87	0.13	100	ilmenita	euedral	R1
1.39	0.96	0.59	0.11	0	0		83.85	8.86	100	magnetita	euedral	C1
0.7	0.86	0.14	0.18	0.65	0	0.02	96.45	0.18	100	magnetita	euedral	C1
0.68	0.42	0.07	45.86		0	3.04	48.95	0.21	100	ilmenita	inclusión externa	tipo compuesto
0.86	0.46	0.02	45.04		0.08	2.41	50.33	0	100	ilmenita	euedral	R1
0.86	0.51	0.11	44.88		0.19	2.67	49.96	0	100	ilmenita	Liston tipo sandwich	
0.76	0.37	0.86	51.74	0.04	0.04	2.41	38.54	0.08	100	ilmenita	inclusión externa	tipo compuesto

batolito San Julián

sitio SI10 coordenadas: 221540 - 3205094 granodiorita de biotita

Mg	Al	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Total	Óxido	Forma	Observaciones
0.67	0.8	0.14	0.23	0.34	0.05	0	95.97	0.16	100	magnetita	euedral	C1
0.66	0.65	0.31	49.87		0.06	4.67	42.69	0	100	ilmenita	euedral	R1
1.05	0.53	0.11	43.98		0.11	10.2	43.17	0	100	ilmenita	euedral	R1
0.67	0.73	0.02	0.14	0.79	0.11	0.02	96.43	0	100	magnetita	euedral	c1
0.81	0.39	0.07	43.12		0.1	8.42	46.43	0	100	ilmenita	euedral	R2
0.67	0.56	0.1	50.07		0.08	3.88	43.73	0	100	ilmenita	euedral	R2
0.52	2.46	31.7	35.64		0.1	0.22	1.39	0	100	esfena	inclusión externa	tipo compuesto
0.57	0.52	0	0.18	0.4	0.35	0.02	97.55	0.02	100	magnetita	euedral	C1
10.18	13.25	12.64	0.86	0.13	0	0.47	21.3	0	100	esfena	subhedral	C1
0.69	0.75	0.09	0.1	0.66	0.06	0.09	96.6	0	100	magnetita	euedral	C1
0.74	0.49	0.16	48.83		0.1	4.03	44.95	0	100	ilmenita	inclusión externa	tipo compuesto
0.61	0.79	0.3	34.64		0.07	6.52	55.23	0.06	100	titano-magnetita	subhedral	C1
0.58	0.71	0.07	0.01	0.45	0.05		97.08	0.23	100	magnetita	euedral	C1
1.24	0.55	0.24	50.35		0.13	6.69	39.1	0.01	100	ilmenita	Inclusión externa	tipo compuesto

0.03 | 1.81 0.03 54.74 0.33 42.66 0.12 100 **ilmenita** subhedral

batolito San Julián
sitio SI11 coordenadas: 231951 - 3203347 granodiorita de biotita

Mg	Al	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Cu	Total	Óxido	Forma	Observaciones
0.57	1.09	0	0.41	0.62	0.07	0.11	96.74	0	100	magnetita	euedral	C2
0.98	0.34	0	45.03		0.11	5.99	47.16	0	100	ilmenita	inclusión interna	tipo compuesto
0.68	0.89	0.04	0.25	0.53	0.05	0	97.03	0	100	magnetita	euedral	C2
1.14	0.47	0.03	44.4		0.14	6.58	46.14	0.09	100	ilmenita	inclusión interna	tipo compuesto
0.62	0.79	0.01	0.34	0.71	0.14	0.09	96.63	0	100	magnetita	euedral	tipo compuesto
0.96	0.41	0.05	44.78		0.23	6.31	46.33	0	100	ilmenita	inclusión interna	tipo compuesto
0.53	0.9	0	0.34	0.59	0.02	0.12	96.97	0	100	magnetita	euedral	C1
1.46	0.4	0	43.08		0.16	2.94	51.26	0	100	ilmenita	inclusión externa	tipo compuesto
0.61	0.88	0.05	0.39	0.51	0.05	0.18	96.55	0	100	magnetita	euedral	tipo compuesto
0.89	0.9	0.03	0.1	0.44	0.05		96.51	0	100	magnetita	euedral	C2

Muestra: P8-VI-16

Clave: 18

Contenido modal 0.0%

Mg	Al	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Si	Total	Óxido	Forma	Observaciones
0.52	0.67	0.04	0.2	0.48	0.12		97.1	0.08	100	magnetita	euedral	tipo compuesto
0.48	0.61	0.04	0.2	0.42	0.09	0.09	97.27	0	100	magnetita	euedral	C1
0.68	0.42	0.04	43.33		0.11	5.15	49.56	0.09	100	ilmenita	inclusión externa	tipo compuesto
0.46	0.46	0.26	43.87		0	9.73	44.49	0.04	100	ilmenita	inclusión externa	tipo compuesto
0.67	0.44	0.01	43.9		0.02	5.77	48.49	0.21	100	ilmenita	inclusión externa	tipo compuesto
0.54	0.64	0	0.22	0.58	0.08	0.02	97.19	0.01	100	magnetita	euedral	C1
0.51	0.48	0.04	50.09	0.67	0	0.16	47.3	0.12	100	ilmenita	inclusión externa	tipo compuesto
0.59	0.6	0.02	0.33	0.64	0.09		97.2	0	100	magnetita		C1
0.56	0.27	0	41.98	0.41	0	3.08	53.2	0.15	100	ilmenita		R2
0.85	0.3	0.01	33.93		0.08	5.1	59.27	0.32	100	ilmenita		R2

0.02	0.01	0.07	0.62	0.35	0.08	0.71	96.85	0.32	100	magnetita		C1
Tonalita												
Muestra: SOM 1												
Mg	Al	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Total	Óxido	Forma	Observaciones
0.46	0.56	0	0.11	1.13	0.21		97.13	0	100	magnetita	eudral	C1
0.46	0.55	0.01	0.18	1.16	0.15		96.94	0.17	100	magnetita	eudral	C1
0.62	0.35	0.17	45.25	0.45	0	3.1	49.37	0	100	ilmenita	subhedral	R1
1.08	0.36	0	46.76		0.15	2.62	48.55	0.23	100	ilmenita	subhedral	R1
1.15	0.24	0	46.55		0.11	2.15	49.17	0.04	100	ilmenita	subhedral	R1
31.75	41.79	0.02	3.65	0.42	0	0.3	20.06	0	100	espinela	inclusión interna	Tipo compuesto
0.97	0.71	0	0.42	0.84	0.25	0	95.71	0	100	magnetita	subhedral	C1
0.93	0.66	0.04	0.3	0.9	0.18	0	95.61	0.15	100	magnetita	subhedral	C1
0.89	0.04	0.03	48.11	0.46	0	4.51	44.85	0	100	ilmenita	exsolución	C2
0.87	0.18	0.02	46.29		0.17	4.67	46.56	0.12	100	ilmenita	exsolución	C2
0	1.84	45.33	50.16		0.23	0.26	1.24	0	100	esfena	inclusión externa	
1.18	0.63	0	0.09	0.97	0.35	0.11	95.17	0	100	magnetita	eudral	C1
1.09	0.63	0	0.39	1.16	0.18	0.11	95.1	0.29	100	magnetita	eudral	C1
0.33	0.16	0.16	78.52		0.03	0.27	19.39	0.18	100	ilmenita	exsolución	C2
1.6	0.42	0	39.04		0.12	0.31	57.74	0.04	100	ilmenita	exsolución	C2
0.91	1.32	0.19	0.44	1.37	0.49	0.22	93.68	0	100	magnetita	eudral	C2
0.85	0.28	0.17	47.75	0.77	0	7.22	41.9	0	100	ilmenita	inclusión externa	Tipo compuesto
0.08	0.43	0.62	0.28		1.31		95.68	0.16	100	magnetita	eudral	C1
Tonalita												
plutón Piedra Blanca												
sitio P11 Tonalita de biotita												
O	Fe	Ti	Mn	Mg	Al	Ca	Ti	V	Cr	Óxido	Forma	Observaciones
31.39	31.36	31.76	2.77	0.46	0.56	0	0.11	1.13	0.21	ilmenita	subhedral	R1
36.26	26.63	34.82	1.3	0.46	0.55	0.01	0.18	1.16	0.15	ilmenita	subhedral	R1
30.77	32.17	33.45	3.61	0.62	0.35	0.17	45.25	0.45	0	ilmenita	subhedral	R1
31.79	33.56	32.3	2.34	1.08	0.36	0	46.76		0.15	ilmenita	subhedral	R1
31.08	35.54	30.81	2.57	1.15	0.24	0	46.55		0.11	ilmenita	subhedral	R1

37.76	61.39			31.75	41.79	0.02	3.65	0.42	0	magnetita	euedral	C1
40.11	52.33			0.97	0.71	0	0.42	0.84	0.25	magnetita	euedral	C1
38.61	60.14			0.93	0.66	0.04	0.3	0.9	0.18	magnetita	euedral	C1
31.88	32.94	31.16	4.02	0.89	0.04	0.03	48.11	0.46	0	ilmenita	subhedral	R1
32.3	32.96	31.2	3.54	0.87	0.18	0.02	46.29		0.17	ilmenita	subhedral	R1
31.01	34.62	30.57	3.8	0	1.84	45.33	50.16		0.23	ilmenita	subhedral	R1
31.11	32.45	32.85	3.59	1.18	0.63	0	0.09	0.97	0.35	ilmenita	subhedral	R1
31.15	32.98	32.23	3.63	1.09	0.63	0	0.39	1.16	0.18	ilmenita	subhedral	R1
30.68	33.85	31.78	3.69	0.33	0.16	0.16	78.52		0.03	ilmenita	subhedral	R1
32.23	33.44	30.58	3.75	1.6	0.42	0	39.04		0.12	ilmenita	subhedral	R2
31.29	33.59	31.59	3.53	0.91	1.32	0.19	0.44	1.37	0.49	ilmenita	subhedral	R2
39.7	4.88	55.45		0.85	0.28	0.17	47.75	0.77	0	rutilo	lentes	R5
33.04	46.22	17.19	0.95							hematita	lamela de exsolución	R2

plutón Piedra Blanca

sitio P4 Granodiorita de biotita

Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Total	Óxido	Forma	Observaciones
0.59	0.32	0.08	0.1	55.66		0.04	6.45	36.11	100	ilmenita	subhedral	R2
0.52	0.39	0	0.02	52.26		0	15.38	30.32	100	ilmenita	subhedral	R2
0.63	0.47	0.16	0.15	59.49		0.01	1.6	36.43	100	ilmenita	euedral	R2
0.5	0.41	0.06	0.17	46.43		0.01	11.29	40.02	100	ilmenita	euedral	R2
0.47	0.44	0.16	0.21	14.91	0.12	0	0.95	82.2	100	hematita	anhedral	R2
0.64	0.66	0.36	0.79	63.5		0.03	8.92	24.3	100	rutilo férrico	euedral	R5

plutón Piedra Blanca

sitio P5 Granodiorita de biotita

Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Total	Óxido	Forma	Observaciones
0.49	0.38	0.08	0.02	46.4		0	7.39	44.59	100	ilmenita	euedral	R1
0.49	0.34	0.1	0.05	46.01		0.12	7.9	43.86	100	ilmenita	euedral	R1
0.62	0.51	0.2	0	96.88		0.1	0.16	0.76	100	rutilo	anhedral	R5
0.54	0.34	0.1	0.06	46.85		0.03	10.5	39.01	100	ilmenita	subhedral	R1
0.55	0.43	0.12	0.06	47.51		0.07	9.19	39.12	100	ilmenita	euedral con lamelas lige- ramente empobreci- das en Ti	R2

0.46	0.48	0.11	0	54.02		0.04	6.27	37.2	100	ilmenita	subhedral	R1
0.48	0.53	0.15	0.02	46.64		0.06	11.24	38.15	100	ilmenita	lamelas em- pobrecias en Ti	R2

plutón Piedra Blanca
sitio P6 Granodiorita de biotita

Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Total	Óxido	Forma	Observaciones
0.53	0.98	0.97	0.15	10.8	0.1	0	0.6	85.17	100	hematita	inclusión ex- terna	tipo compuesto
0.54	0.45	0.01	0.1	50.45		0.08	13.64	33.47	100	ilmenita	euedral	R1
0.57	0.35	0	0.07	44.14		0	30.98	22.52	100	ilmenita	euedral	R1
2.1	1.79	2.48	0.24	0.89	0	0	0.02	91.15	100	hematita	inclusión ex- terna	tipo compuesto
3.84	6.97	8.7	0.26	0.38	0.16	0		77.39	100	hematita	euedral	R1

plutón Piedra Blanca
Muestra: 1-VI-16 Granodiorita de biotita

Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Total	Óxido	Forma	Observaciones
1.93	1.19	4.27	0.2	0.19	0.07	0.01	0.07	91.21	100	magnetita	euedral	C1
1.72	1.04	4.01	0.16	0.2	0.09	0	0.13	91.82	100	magnetita	euedral	C1
2.06	0.69	2.52	0.19	0.15	0.06	0	0.03	93.78	100	magnetita		C1
2.72	3.48	8.86	0.28	0.2	0.14	0	0.1	83.15	100	magnetita		C1
0.5	0.58	0.1	0	0.13	0.73	0.06	0	97.35	100	magnetita	euedral	C1
1.07	0.35	0	0.01	43		0.15	19.45	34.24	100	titano- hematita	anhedral	R5
0.77	0.47	0.08	0.14	50.75	0.32	0	5.07	41.68	100	ilmenita	euedral	R4
0.8	0.44	0.1	0.2	51.02		0.16	4.32	42.45	100	ilmenita		R4

plutón Piedra Blanca
Muestra: P9-VI-16 Granodiorita de biotita

Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Total	Óxido	Forma	Observaciones
0.55	0.67	0.1	0	0.06	0.3	0.21	0.14	97.46	100	magnetita	euedral	C1
0.56	2.01	27.41	31.48	36.03	0.24	0	0.13	1.55	100	esfena		
0.48	0.52	0.18	0	0.21	0.45	0.2	0.18	97.38	100	magnetita	euedral	C1
0.58	0.67	0.24	0.19	0.18	0.45	0.23	0.05	96.88	100	magnetita	euedral	C1
0.74	0.85	0.49	0.11	0.41	0.15	0.23	0.12	96.25	100	magnetita	euedral	C1
0.23	1.14	0.27	0.26	0.02	0.77	0.02	0.17	96.12	100	magnetita	euedral	C1

plutón Piedra Blanca
Sitio P12 Granodiorita de biotita

<i>foto</i>	punto	cris- tal	O	Fe	Ti	Mn	V	Cr	inclusión	Óxido	Forma	Observaciones
<i>a</i>	55	1	31.77	33.78	30.4	4.05			Apatito	ilmenita	subhedral	R1
<i>a</i>	56	1	31.96	33.74	30.6	3.7			Apatito	ilmenita	subhedral	R1
<i>a</i>	57	1	36.78	26.65	34.35	2.22			Apatito	ilmenita	subhedral	R1
<i>a</i>	58	1	36.37	26.66	34.68	2.29			Apatito	ilmenita	subhedral	R1

plutón Piedra Blanca
Sitio P13 Granodiorita de biotita

<i>foto</i>	punto	cris- tal	O	Fe	Ti	Mn	V	Cr	inclusión	Óxido	Forma	Observaciones
<i>a</i>	0	1	39.63	28.6	26.03	2.25			ilmenita	anhedral	R1	30
<i>a</i>	1	1	41.62	54.64	3.75				titanomag- netita	anhedral	C1	30
<i>a</i>	2	2	35.7	64.3					magnetita	subhedral	C1	10
<i>b</i>	4	1	37.31	60.83	1.86				titanomag- netita	anhedral	C2	50
<i>b</i>	5	1	38.36	30.01	26.74	4.9			ilmenita	inclusión interna	tipo com- puesta	10
<i>c</i>	11	1	49.98	21.29	27.26	1.47			ilmenita	subhedral	R2	30
<i>c</i>	12	1	44.79	23.96	27.52	3.73			ilmenita	subhedral	R2	30
<i>c</i>	13	1	44.4	46.7	7.99	0.91			hematita	listón de exsolución	R2	0.1 - < 10

plutón Piedra Blanca
Sitio 5-IX-17 Granodiorita de biotita

<i>foto</i>	punto	cris- tal	O	Fe	Ti	Mn	V	Cr	Na	Óxido	Forma	Observaciones
<i>a</i>	5	1	32.11	67.89						magnetita	subhedral	C1
<i>a</i>	8	2	24.79	75.21						magnetita	subhedral	C1
<i>b</i>	9	1	30.5	69.5						magnetita	subhedral	C1
<i>b</i>	10	2	30.82	69.18						magnetita	subhedral	C1
<i>c</i>	12	1	33.12	66.88						magnetita	subhedral	C1
<i>c</i>	13	2	29.57	70.43						magnetita	subhedral	C1
<i>d</i>	15	1	26	74						magnetita	subhedral	C1

<i>d</i>	17	2	30.62	69.38	magnetita	subhedral	C1
<i>d</i>	18	3	32.36	67.64	magnetita	subhedral	C1
<i>e</i>	20	1	29.3	70.7	magnetita	subhedral	C1
<i>e</i>	21	2	28.22	71.78	magnetita	subhedral	C1
<i>e</i>	22	3	30.85	69.15	magnetita	subhedral	C1
<i>f</i>	23	1	30.35	68.24	magnetita	subhedral	C1
<i>g</i>	29	1	27.68	72.32	magnetita	subhedral	C1
<i>g</i>	31	1	29.08	70.92	magnetita	subhedral	C1
<i>h</i>	35	1	30.22	69.78	magnetita	subhedral	C1
<i>h</i>	36	2	32.27	67.73	magnetita	subhedral	C1
<i>h</i>	37	3	29.38	70.62	magnetita	subhedral	C1

Anexo 4

Tabla 12. Resultados de proporción Koenigsberguer

Sitio	Calmali		Piedra Blanca			El Barril			batolito San Julián		
	MNR	S.M	Sitio	MNR	S.M	Sitio	MNR	S.M	Sitio	MNR	S.M
SOM7	0.0399	0.001033	P11	0.0044	0.00019	Ba11	0.0026	0.000015	1A	0.00049	0.00266
SOM9	0.093	0.00121	P12	0.00105	0.00019	Ba11	0.0035	0.000017	BA	0.00055	0.00189
SOM3	0.286	0.001224	P11	0.414	0.000211	Ba11	0.0024	0.000018	CA	0.00041	0.000938
SOM5	0.0014	0.001249	P11	0.513	0.00024	Ba11	0.0036	0.000018	DA	0.0004	0.000959
SOM7	0.0405	0.00138	P11	0.864	0.00024	Ba11	0.0068	0.000029	EA	0.00068	0.0014
SOM1	0.113	0.00143	P12	0.00128	0.00024	Ba7	0.003	0.000031	FA	0.00034	0.0016
SOM1	0.0142	0.001488	P11	0.377	0.00026	Ba11	0.0042	0.000033	GA	0.00073	0.0121
SOM9	0.0573	0.00154	P12	0.00109	0.00026	Ba7	0.018	0.000044	HA	0.00017	0.00934
SOM1	0.0091	0.001549	P12	0.00117	0.00026	Ba7	0.01	0.000058	SI 1	0.01037	0.21
SOM5	0.0184	0.001596	P11	0.485	0.00027	Ba5	0.006	0.000064	SI 1	0.01072	0.309
SOM7	0.00164	0.00162	P11	0.449	0.00027	Ba7	0.02	0.000075	SI 1	0.01149	0.283
SOM9	0.0329	0.001679	P12	0.00154	0.00028	Ba3	0.0054	0.000088	SI 1	0.01283	0.0692
SOM1	0.00168	0.002038	P12	0.00115	0.00029	Ba6	0.037	0.00009	SI 1	0.01563	0.197
SOM9	0.108	0.002154	P13	0.364	0.00029	Ba5	0.0049	0.000095	SI 10	0.00173	0.118
SOM1	0.0027	0.002217	P13	0.0131	0.00029	Ba11	0.005	0.0002	SI 10	0.00203	0.193
SOM3	0.519	0.002272	P13	0.0153	0.00031	Ba7	0.0043	0.00058	SI 10	0.00426	0.0756
SOM5	0.0137	0.002273	P12	0.00146	0.00033	Ba3	0.0065	0.00114	SI 10	0.00451	0.00113
SOM3	0.0762	0.002327	P13	0.0259	0.00034	Ba6	0.012	0.00123	SI 10	0.00585	0.696
SOM1	0.00793	0.002383	P13	0.125	0.00034	Ba3	0.023	0.00123	SI 10	0.00619	0.0246
SOM9	0.00101	0.002398	P13	0.00717	0.00036	Ba4	0.009	0.00132	SI 10	0.00705	0.00452
SOM8	0.0209	0.00241	P13	0.218	0.00049	Ba7	0.005	0.00137	SI 10	0.00709	0.527
SOM1	0.00897	0.002549	P6	0.00014	0.00118	Ba7	0.008	0.00137	SI 2	0.02004	0.00244
SOM3	0.24	0.002642	P9	0.0106	0.00121	Ba6	0.01	0.00137	SI 2	0.02333	0.00321
SOM3	0.24	0.00267	P6	0.00016	0.00136	Ba7	0.403	0.00162	SI 2	0.02343	0.193
SOM3	0.389	0.002704	P6	0.00014	0.00235	Ba4	0.013	0.00174	SI 2	0.02419	0.34
SOM9	0.0439	0.002711	P6	0.00016	0.00254	Ba4	0.011	0.00175	SI 2	0.0243	0.355
SOM7	0.00988	0.003144	P10	0.21	0.00323	Ba3	0.0036	0.00187	SI 2	0.02905	0.325
SOM9	0.362	0.003156	P7	0.0175	0.00324	Ba3	0.014	0.00187	SI 2	0.03424	0.312
SOM8	0.0269	0.003272	P7	0.00813	0.00365	Ba4	0.02	0.002	SI 4	0.00343	0.173
SOM8	0.0378	0.003289	P10	0.722	0.00376	Ba12	0.0483	0.00206	SI 4	0.00531	0.00127
SOM6	0.841	0.003327	P7	0.00742	0.00384	Ba6	0.009	0.00227	SI 4	0.00655	0.166
SOM9	0.044	0.003356	P10	0.459	0.0039	Ba4	0.036	0.00236	SI 4	0.00805	0.0956
SOM3	0.649	0.003557	P7	0.00998	0.00393	Ba5	0.0056	0.00251	SI 4	0.00945	0.302
SOM8	0.0411	0.003882	P10	0.071	0.00393	Ba8	0.781	0.00251	SI 4	0.00974	0.245
SOM7	0.0102	0.00389	P6	0.00022	0.00402	Ba3	0.01	0.00254	SI 4	0.01004	0.0956
SOM8	0.0297	0.00389	P10	0.057	0.00403	Ba6	0.035	0.00256	SI 5	0.00122	0.0305
SOM8	0.0314	0.003903	P7	0.262	0.00414	Ba5	0.046	0.00278	SI 5	0.00279	0.0504
SOM6	0.808	0.003945	P10	0.0497	0.00458	Ba4	0.0038	0.00285	SI 5	0.00366	0.108
SOM2	0.43	0.004051	P10	0.159	0.00544	Ba6	0.0156	0.00285	SI 5	0.00395	0.164
SOM5	0.0137	0.004102	P9	0.0044	0.0323	Ba12	0.098	0.00303	SI 5	0.00415	0.0779
SOM6	0.0446	0.00435	P9	0.00343	0.04	Ba12	0.0442	0.00317	SI 5	0.00456	0.114
SOM2	0.273	0.004436	P9	0.00481	0.0453	Ba4	0.088	0.00322	SI 5	0.0051	0.00978
SOM5	0.222	0.004511				Ba3	0.008	0.00328	SI 5	0.00593	0.0305
SOM7	0.00932	0.004622				Ba5	0.019	0.00331	SI 6	0.00176	0.0013
SOM5	0.0499	0.00463				Ba12	0.025	0.00349	SI 6	0.00191	0.0567
SOM2	0.442	0.004672				Ba12	0.0313	0.00353	SI 6	0.00277	0.0333
SOM2	0.158	0.004931				Ba12	0.0434	0.00358	SI 6	0.00301	0.271
SOM7	0.00291	0.00524				Ba14	0.879	0.00359	SI 6	0.00309	0.0406
SOM6	0.00863	0.005349				Ba14	0.118	0.00381	SI 6	0.00326	0.331
SOM6	0.0425	0.005486				Ba5	0.016	0.00383	SI 6	0.00327	0.248
SOM5	0.205	0.007035				Ba14	0.148	0.00421	SI 6	0.00333	0.343
SOM6	0.152	0.00709				Ba12	0.0591	0.00425	SI 7	0.02625	0.00603
SOM6	0.00446	0.007091				Ba5	0.028	0.0043	SI 7	0.02738	0.00603
SOM2	0.483	0.007221				Ba8	0.518	0.00453	SI 7	0.04157	0.0037
SOM2	0.443	0.007665				Ba14	0.06	0.00478	SI 7	0.04185	0.00394
SOM5	0.119	0.008747				Ba2	0.087	0.0049	SI 7	0.0463	0.00348
SOM4	0.89	0.009065				Ba3	0.016	0.00503	SI 7	0.04793	0.00359
SOM2	0.731	0.01012				Ba2	0.348	0.00504	SI 8	0.00139	0.0281

Continuación de Anexo

Sitio	Calmallí			El Barril			batolito San Julián	
	MNR	S.M	Sitio	MNR	S.M	Sitio	MNR	S.M
SOM4	0.634	0.01713	Ba14	0.415	0.00608	SI 8	0.00323	0.0428
SOM4	0.0574	0.01977	Ba14	0.13	0.00628	SI 9	0.00081	0.00156
SOM4	0.00139	0.02155	Ba16	0.037	0.007	SI 9	0.00101	0.0203
SOM4	0.00203	0.0352	Ba2	0.156	0.00713	SI 9	0.00169	0.0331
			Ba13	0.301	0.00748	SI 9	0.00203	0.0318
			Ba17	0.057	0.00756	SI 9	0.00217	0.112
			Ba9	0.596	0.00756	SI 9	0.0022	0.59
			Ba9	0.802	0.0076	SI 9	0.00303	0.055
			Ba14	0.12	0.0078	SI 9	0.00637	0.0382
			Ba8	0.383	0.00795	SI3	0.01628	0.00546
			Ba9	0.434	0.00805	SI3	0.07706	0.0016
			Ba2	0.496	0.00806	SI3	0.07706	0.0016
			Ba2	0.036	0.00826	SI3	0.08748	0.00533
			Ba9	0.263	0.00857	SI3	0.08748	0.00409
			Ba9	0.147	0.00858	SI3	0.09206	0.00837
			Ba14	0.385	0.00862	SI3	0.09895	0.004
			Ba9	0.0021	0.00874	SI3	0.1065	0.0135
			Ba15	0.02	0.00889			
			Ba15	0.049	0.00899			
			Ba9	0.87	0.00913			
			Ba15	0.00521	0.00917			
			Ba13	0.672	0.00917			
			Ba15	0.12	0.00919			
			Ba17	0.071	0.00921			
			Ba15	0.127	0.00928			
			Ba8	0.635	0.00928			
			Ba1	0.073	0.0093			
			Ba1	0	0.0094			
			Ba9	0.374	0.00965			
			Ba17	0.059	0.00976			
			Ba13	0.00101	0.00987			
			Ba17	0.075	0.01024			
			Ba17	0.087	0.0103			
			Ba15	0.048	0.01057			
			Ba8	0.409	0.01057			
			Ba15	0.0033	0.01069			
			Ba15	0.057	0.0108			
			Ba13	0.579	0.01087			
			Ba1	0.049	0.01118			
			Ba10	0.0432	0.01139			
			Ba17	0.114	0.01192			
			Ba18	0.0613	0.01198			
			Ba8	0.076	0.01211			
			Ba13	0.217	0.01218			
			Ba17	0.059	0.01227			
			Ba16	0.274	0.01231			
			Ba16	0.064	0.01248			
			Ba1	0.148	0.01269			
			Ba16	0.122	0.0127			
			Ba1	0.0174	0.01291			
			Ba13	0.00732	0.01292			
			Ba13	0.83	0.01296			
			Ba10	0.368	0.01303			
			Ba17	0.069	0.01328			
			Ba1	0.0787	0.01334			
			Ba1	0.0519	0.01367			
			Ba1	0.0387	0.01375			
			Ba18	0.0667	0.01385			
			Ba18	0.134	0.01659			
			Ba16	0.063	0.01714			

Anexo 5

Tabla 13. Desmagnetización por los métodos campos alternos (C. alternos) y térmico de cada espécimen medido. Abreviaturas: N=Número de pasos; MAD=desviación máxima angular (por sus siglas en inglés)

Batolito San Julián

SITIO	ESPECIMEN	Steps	N	Ds	Is	MAD	Tipo de ajuste
SI 1	C 1A	25-60	6	228.6	42.5	15.4	Anclado al último punto
SI 1	D 1A	9-60	11	97.4	73.2	5.2	Origen y anclado al último punto
	D 1A	35-40	5	353.2	70.8	11	Anclado al último punto
SI 1	E 1A	9-50	10	342.1	57.5	4.8	Anclado al último punto
SI 1	F 1A	40-70	4	13.6	61.4	9.4	
SI 1	G 1A	15-40	7	172.5	60.1	11.7	Origen y anclado al último punto
SI 1	Declination= 209.0°, Inclination= 57.5°, Alpha(95%)= 21.9°, k= 18.60, n= 4						
SI 1							
SI 2	AB	9-60	11	221.7	62.6	5.6	Anclado al último punto
SI 2	BB	12-60	10	203	48.3	5	
SI 2	CB	21-50	6	259	52.3	11.7	Anclado al último punto
SI 2	DB	12-40	8	324.9	70.9	13.5	Origen y anclado al último punto
SI 2	EB	15-50	6	323	80.1	18.7	Origen y anclado al último punto
SI 2	EB	15-40	6	341.6	26.5	17.9	Origen y anclado al último punto
SI 2	FB	12-40	6	237.6	23	4.7	Origen y anclado al último punto
SI 2	GB	15-60	8	234.3	38.2	14.6	Origen y anclado al último punto
SI 2	GB	15-60	8	339.9	47.2	14.6	Origen y anclado al último punto
SI 2	HB	12-40	8	267.9	47.8	3.3	Origen y anclado al último punto
SI 2	HB	12-40	8	355.4	40.9	3.3	Origen y anclado al último punto
SI 2	Declination= 237.8°, Inclination= 47.4°, Alpha(95%)= 17.6°, k= 15.43, n= 6						
SI 2							
SI 3	AA	15-60	9	259.6	49.1	3.4	Origen y anclado al último punto
SI 3	AA	15-60	9	302.6	34.6	3.4	Origen y anclado al último punto
SI 3	BA	12-60	10	162.2	15.9	1.6	
SI 3	CA	18-60	8	144.4	8	2.6	
SI 3	DA	15-60	9	285.5	52.2	2.8	
SI 3	EA	15-60	9	197.2	61.8	1.4	
SI 3	EA	15-60	9	4.7	77.9	1.4	
SI 3	FA	21-60	7	251	47.9	3.3	Origen y anclado al último punto
SI 3	GA	15-60	9	234.7	18.9	2.7	
SI 3	HA	12-40	8	302.9	20.9	11.9	Origen y anclado al último punto
SI 3	Declination= 273.2°, Inclination= 40.6°, Alpha(95%)= 23.9°, k= 8.82, n= 6						
SI 3							
SI 4	AA	12-70	11	305.1	44.7	7.8	Anclado al último punto
SI 4	BA	18-50	7	266.3	47.1	6	Origen y anclado al último punto
SI 4	BA	18-50	7	353.5	38.7	6	Origen y anclado al último punto
SI 4	CA	15-40	7	306.6	62.7	13.6	Anclado al último punto
SI 4	CA	15-40	7	345	59.8	4.2	Origen y anclado al último punto
SI 4	DA	21-60	7	344.3	60.2	4.9	Origen y anclado al último punto
SI 4	EA	15-35	6	18.8	59.2	12.1	Origen y anclado al último punto
SI 4	FA	25-60	6	202	80.7	11.2	Origen y anclado al último punto
SI 4	FA	18-60	8	39.4	66.8	10.1	Origen y anclado al último punto
SI 4	GA	6-35	9	306.7	83.4	13	anclado al origen
SI 4	HA	9-35	8	240.7	56.9	9.6	Anclado al último punto
SI 4	HA	40-60	3	340.5	25.1	11.6	Anclado al último punto
SI 4	Declination= 338.2°, Inclination= 56.5°, Alpha(95%)= 15.9°, k= 13.16, n= 8						
SI 4							
SI 5	AB	6-30	8	217	25.2	8.2	
SI 5	BA	21-60	7	256.5	52.9	6.8	Anclado al último punto

SI 5	BA	21-60	7	33.3	41.6	6.8	Origen y anclado al último punto
SI 5	CA	12-50	9	211.5	44.3	7.7	Anclado al último punto
SI 5	CA	30-60	5	4.4	47	6.5	Origen y anclado al último punto
SI 5	DC	18-60	8	264.9	47.1	5.6	Anclado al último punto
SI 5	DC	18-60	8	2.1	33	5.6	Origen y anclado al último punto
SI 5	EA	18-50	7	235.1	54.4	12.5	Anclado al último punto
SI 5	EA	18-40	6	356.2	42.3	10.4	Origen y anclado al último punto
SI 5	FA	12-40	8	200.4	59.7	7.5	Anclado al último punto
SI 5	FA	12-40	8	6.5	68.2	5.9	Origen y anclado al último punto
SI 5	GA	15-50	8	241.6	49	2.3	Origen y anclado al último punto
SI 5	GA	15-50	8	15.6	52.2	2.3	Origen y anclado al último punto
SI 5	HA	9-40	9	344.4	49.7	2.4	Origen y anclado al último punto
SI 5	Declination= 1.0°, Inclination= 49.1°, Alpha(95%)= 11.3°, k= 36.28, n= 6						
SI 5							
SI 6	AB	12-50	11	360	44	5.4	
SI 6	AB	12-50	11	292	79.2	5.4	
SI 6	BA	9-30	6	224.2	89.1	9.6	Anclado al último punto
SI 6	CA	15-35	6	203.4	36.1	10.7	Origen y anclado al último punto
SI 6	DA	12-40	8	305.5	50.2	1.1	
SI 6	EA	18-40	6	116.8	54.6	9.9	Origen y anclado al último punto
SI 6	EA	18-40	6	32.6	56.8	9.9	Origen y anclado al último punto
SI 6	FA	18-60	8	298.4	5.5	5.9	Origen y anclado al último punto
SI 6	FA	18-60	8	347.7	23.2	5.9	Origen y anclado al último punto
SI 6	GA	18-60	8	347.3	57.8	7.7	Origen y anclado al último punto
SI 6	GA	18-60	8	200.7	6.2	7.7	Origen y anclado al último punto
SI 6	HA	15-40	7	333.5	64.3	9.4	Origen y anclado al último punto
SI 6	Declination= 347.7°, Inclination= 52.3°, Alpha(95%)= 19.3°, k= 13.01, n= 6						
SI 6							
SI 7	AA	18-60	8	207.1	30	1.8	
SI 7	AA	18-60	8	8.3	45.5	1.8	
SI 7	BA	12-60	10	152.8	3.4	1.9	
SI 7	BA	12-60	10	10.9	45.1	1.9	
SI 7	CA	12-50	9	322	41.8	2.9	
SI 7	CA	12-50	9	12	23.5	2.9	
SI 7	EA	15-60	9	354.3	34.4	1	
SI 7	FA	15-60	9	4.3	34.1	3.3	
SI 7	HA	18-60	8	11	43	2.2	
SI 7	Declination= 6.7°, Inclination= 37.8°, Alpha(95%)= 8.4°, k= 63.87, n= 6						
SI 7							
SI 8	AA	15-60	9	352.2	43.1	9.3	anclado al origen
SI 8	BA	12-40	8	332	64.3	10	
SI 8	CA	12-35	7	31.4	48.5	16	Origen y anclado al último punto
SI 8	DA	15-60	9	12.5	48.7	3.8	Origen y anclado al último punto
SI 8	EA	15-60	9	356.9	36.5	4	Origen y anclado al último punto
SI 8	Declination= 2.6°, Inclination= 49.7°, Alpha(95%)= 16.3°, k= 22.93, n= 5						
SI 8							
SI 9	AA	25-60	6	337.2	61.1	13.9	Incluye origen y anclado al último punto
SI 9	BA	21-40	5	309.6	60.8	11.1	Anclado al último punto
SI 9	CA	21-60	7	336.4	56.2	5	Incluye origen y anclado al último punto
SI 9	DA	18-60	8	125.2	27	4.8	
SI 9	EA	18-30	4	316.4	46.7	13.5	Incluye origen y anclado al último punto
SI 9	FA	12-30	6	338.6	67.6	9.4	Incluye origen y anclado al último punto

SI 9	GA	21-40	5	35.5	59.6	7.9	Incluye origen y anclado al último punto
SI 9	HA	12-30	6	46.1	55.8	6.9	inverso
SI 9	Declination= 326.6°, Inclination= 59.1°, Alpha(95%)= 9.9°, k= 60.76, n= 5						
SI 9							
SI 10	AA	15-50	8	134.3	28.9	10.3	
SI 10	AA	15-50	8	327.6	28.4	9.4	Incluye origen y anclado al último punto
SI 10	BA	15-40	7	318	31.4	7.5	
SI 10	CA	12-35	7	23.3	37	5.9	inverso
SI 10	CA	12-35	7	359.9	39.1	6.9	Incluye origen y anclado al último punto
SI 10	DA	15-40	7	115.8	20	5.8	
SI 10	EA	18-40	6	326.4	40.6	6.2	inverso
SI 10	FA	12-35	7	338.9	60.9	6	Incluye origen y anclado al último punto
SI 10	GB	15-40	7	53.5	35.5	1.7	
SI 10	HA	15-60	9	27.3	52.9	0.9	
SI 10	Declination= 333.2°, Inclination= 41.0°, Alpha(95%)= 17.2°, k= 20.79, n= 5						
SI 10	Declination= 340.2°, Inclination= 44.5°, Alpha(95%)= 18.9°, k= 13.55, n= 6						
SI 11	1A	15-50	8	325.9	49.1	6	Incluye origen y anclado al último punto
SI 11	BA	21-60	7	357.1	53.5	6.6	Incluye origen y anclado al último punto
SI 11	CA	9-25	6	167.6	60.3	8.5	Anclado al último punto
SI 11	DA	15-40	7	34.5	7.8	9.1	Anclado al último punto
SI 11	EA	30-40	5	359.4	53.4	9.9	Anclado al último punto
SI 11	FA	15-30	5	340.1	37.6	16.7	Anclado al último punto
SI 11	GA	18-60	7	353.8	41.5	11.4	
SI 11	HA	18-50	7	9.8	47.8	5.1	Anclado al último punto
SI 11	Declination= 350.6°, Inclination= 48.0°, Alpha(95%)= 10.2°, k= 43.83, n= 6						
SI 11							

Plutón Piedra Blanca

P4	A-2	85-130	3	65.8	13.6	2.5	anclado al último punto y origen
P4	C-1	100-260	6	346.8	20.6	2.3	anclado al último punto
P4	D-1	75-230	7	355.5	49.6	4.5	anclado al último punto y origen
P4	E-1	130-260	5	1.4	57.1	81	anclado al último punto y origen
P4	I-1	20-200	6	347	45.8	8.9	anclado al último punto y origen
P4	A-1	250-420	4	357.8	30.2	2.6	
P4	H-2	250-420	5	343.1	34.6	3.7	
P4	I-2	250-480	6	351.9	24.9	3.6	anclado al último punto
P4	Declination= 351.4°, Inclination= 37.7°, Alpha(95%)= 10.9°, k= 31.53, n= 7						
P4							
P5	A-1	3-60	7	320.3	57.9	19.6	incluye el origen
P5	B-1	30-60	4	2.9	63.5	6.8	anclado al último punto y origen
P5	D-1	40-85	5	327.5	6.6	15.7	anclado al último punto y origen
P5	E-1	40-75	4	351.4	49.7	9.8	anclado al último punto y origen
P5	G-1	20-75	6	96.5	40.4	10.3	incluye el origen
P5	D-2	200-420	4	244.6	12.4	16.3	anclado al último punto
P5	E-2	250-480	4	335.2	52.1	13.3	anclado al último punto y al origen
P5	Declination= 341.9°, Inclination= 56.8°, Alpha(95%)= 13.3°, k= 48.50, n= 4						
P5							
P6	B-1	20-85	6	324.4	54.6	11.2	anclado al último punto y origen
P6	C-1	6-85	6	9.2	50.4	5.5	anclado al último punto y origen

P6	D-1	20-85	5	0.8	46.5	7.4	nclado al último punto y origen
P6	F-1	10-85	5	344.4	52.9	11.2	nclado al último punto y origen
P6	G-1	10-100	9	358.2	51.2	6.9	nclado al último punto y origen
P6	A-1	200-510	6	10.1	39.6	7.2	nclado al último punto y origen
P6	F-2	300-510	5	351.2	61.9	11.1	nclado al último punto y origen
P6	Declination= 359.9°, Inclination= 50.8°, Alpha(95%)= 8.1°, k= 69.64, n= 6						
P6							
P7	B-1	10-75	6	304.5	2.2	20.9	nclado al último punto y origen
P7	D-1	20-100	6	315.4	37.9	16.9	nclado al último punto y origen
P7	F-1	3-100	7	336.6	32.3	14.6	nclado al último punto y origen
P7	H-1	6-40	4	354.2	33.5	8.6	nclado al último punto y origen
P7	I-1	3-75	9	252.5	17.4	2.2	
P7	B-2	150-610	5	3.1	37.5	8.5	anclado al ultimo punto y al origen
P7	H-2	200-420	6	348.9	25.4	13.8	anclado al ultimo punto y al origen
P7	Declination= 350.5°, Inclination= 32.5°, Alpha(95%)= 12.0°, k= 59.54, n= 4						
P7							
P9	B-1	6-75	7	3	35	8.7	anclado al ultimo punto y origen
P9	D-1	10-85	6	358.6	26.5	11.2	
P9	E-1	10-75	7	8.9	10.6	4.6	anclado al ultimo punto
P9	H-1	3-75	9	357.3	20.1	1.9	
P9	C-2	380-580	6	14.4	35.1	3.6	anclado al ultimo punto
P9	G-1	250-540	8	1.9	13.6	3.5	Ajuste al origen
P9	Declination= 3.9°, Inclination= 23.6°, Alpha(95%)= 10.0°, k= 45.62, n= 6						
P9							
P10	A-1	10-20	4	8.6	11.8	14.1	Anclado al último punto y al origen
P10	A-2	250-700°	10	288.5	23.2	6.6	Anclado al último punto y al origen
P10	B-1	7-20	5	55.9	64.3	0.9	Anclado al último punto y al origen
P10	C-1	6-20	9	296.7	41.6	3.8	Anclado al último punto y al origen
P10	C-2	250-700°	10	293.1	33.3	4.6	Anclado al último punto y al origen
P10	D-1	7-20	5	310.5	38.1	1.5	Anclado al último punto y al origen
P10	D-2	250-700	15	306.6	33.8	2.5	Anclado al último punto y al origen
P10	E-1	6-10	5	5	77.9	6.6	Anclado al último punto y al origen
P10	E-1	14-20	3	235.8	28.9	8	Anclado al último punto y al origen
P10	F-1	250-700	10	226.5	40.7	3.8	Anclado al último punto y al origen
P10	F-2	7-20	7	234	44.9	0.5	Anclado al último punto y al origen
P10	H-2	10-20	5	293	66.3	16.6	Anclado al último punto y al origen
P10	H-2	14-20	3	282.1	61.2	11.3	Anclado al último punto y al origen
P10	Declination= 296.7°, Inclination= 42.8°, Alpha(95%)= 13.0°, k= 22.43, n= 7						
P10							
P11	A-2	10-35	7	258.4	74.9	9.3	Anclado al último punto y al origen
P11	B-1	250-450°	12	312.3	65.8	15.1	Anclado al último punto y al origen
P11	B-2	13-35	5	322.3	40	6.2	Anclado al último punto y al origen
P11	C-1	330-510	10	274.5	68.7	21.2	Anclado al último punto y al origen
P11	C-2	20-30	3	274.1	61.9	9.2	Anclado al último punto y al origen
P11	D-1	13-20	3	160.4	16.4	7.3	Anclado al último punto y al origen
P11	E-2	13-20	3	305	66.6	8.8	Anclado al último punto y al origen
P11	G-1	7-80	13	227.9	79.1	11.7	Anclado al último punto y al origen
P11	H-2	300-700	15	358.1	55.3	2.9	Anclado al último punto y al origen
P11	H-1	16-60	6	3.6	49.1	6	Anclado al último punto y al origen
P11	Declination= 293.1°, Inclination= 67.9°, Alpha(95%)= 13.2°, k= 21.96, n= 7						
P11							

P12	A-1	30-70	6	339	51.8	5.9	Anclado al último punto y al origen
P12	B-1	300-630	11	336.7	56.6	6.5	Anclado al último punto y al origen
P12	B-2	10-30	6	355.6	47.5	2.6	Anclado al último punto y al origen q>
P12	C-2	35-70	5	345.8	63.6	5.2	Anclado al último punto y al origen
P12	D-1	30-80	7	31.3	52.7	4.1	Anclado al último punto y al origen
P12	D-2	300-600	11	345.7	57.4	8.6	Anclado al último punto y al origen
P12	E-1	30-70	6	351.1	53.7	5.6	Anclado al último punto y al origen
P12	E-2	360-600	8	353.4	58.6	13.6	Anclado al último punto y al origen
P12	F-2	25-60	6	9.8	56.7	4.4	Anclado al último punto y al origen
P12	H-2	50-70	3	340.8	47.7	5	Anclado al último punto y al origen
P12	Declination= 352.8°, Inclination= 55.7°, Alpha(95%)= 6.5°, k= 56.67, n= 10						
P12							
P13	A-2	10-20	4	263.1	51.9	6.2	Anclado al último punto y al origen
P13	A-1	250-630	12	34.8	1.4	2.2	Anclado al último punto y al origen
P13	B-2	13-35	6	253.3	30.3	5.2	ANCLADO AL ORIGEN
P13	C-1	16-50	5	255.4	58.7	15.6	
P13	C-1	13-25	4	288.8	65.8	3.7	Anclado al último punto y al origen
P13	D-2	7-25	6	309.4	15.4	1.8	
P13	D-3	250-630	11	264.2	67	3.8	Anclado al último punto y al origen
P13	E-1	13-25	4	324.1	50.3	4.7	Anclado al último punto y al origen
P13	E-2	250-680	14	138.6	50.3	2	Anclado al último punto y al origen
P13	F-2	30-60	5	341	30.2	4.9	Anclado al último punto y al origen
P13	H-2	250-680	14	147.4	34.7	4.8	Anclado al último punto y al origen
P13	H-1	10-35	7	336.7	50.3	5.6	Anclado al último punto y al origen
P13	Declination= 296.4°, Inclination= 52.2°, Alpha(95%)= 19.8°, k= 7.69, n= 9						
P13							

Plutón El Barril

SITIO	ESPECIMEN	Steps	N	Ds	Is	MAD	Tipo de ajuste
Ba1	AZ	20-55	5	350.3	27.5	8.3	Anclado al último punto y al origen
Ba1	BZ	35-55	3	356.9	46	18.7	Anclado al último punto y al origen
Ba1	CZ	6-55	6	0.4	45.4	17.6	Anclado al último punto y al origen
Ba1	CZ	3-55	7	2.6	42.6	12.7	Anclado al último punto y al origen
Ba1	DZ	20-65	5	322.1	44.3	22.9	Anclado al último punto y al origen
Ba1	DZ			333.6	23	16.4	
Ba1	FY	25-80	0	11.6	30.8	15.8	Anclado al último punto y al origen
Ba1	GY	10-55	6	335.8	31.9	8.5	Anclado al último punto y al origen
Ba1	HY	15-45	5	342.3	28.2	12.5	Anclado al último punto y al origen
Ba1	Declination= 348.1°, Inclination= 36.5°, Alpha(95%)= 10.1°, k= 26.98, n= 9						
Ba1							
Ba2	CY	3-25	6	5.8	49.9	5.7	Anclado al último punto y al origen
Ba2	EY	3-20	5	10.4	11	7.3	Anclado al último punto y al origen
Ba2	GY	3-55	5	348.7	14.9	2.7	Anclado al último punto y al origen

Ba2	HY	3-45	5	11.6	49.4	3.4	Anclado al último punto y al origen
Ba2	FZ	6-45	4	2.1	6.9	21.4	Anclado al origen
Ba2	Declination= 3.0°, Inclination= 26.5°, Alpha(95%)= 22.4°, k= 12.61, n= 5						
Ba2							
Ba3	AZ	10-45	6	346.4	31.4	9	Anclado al último punto y al origen
Ba3	BZ	3-80	4	350.4	55.9	8.6	Anclado al último punto y al origen
Ba3	BZ	3-80	7	352.4	60.5	11.7	Anclado al último punto y al origen
Ba3	CZ1	6-20	4	20.6	41.8	6.6	Anclado al último punto y al origen
Ba3	DY	15-55	5	26.6	42.1	12.9	Anclado al último punto y al origen
Ba3	EY	6-20	4	357.7	26.1	8.7	Anclado al último punto y al origen
Ba3	FY	6-55	5	345.1	43.5	7.4	Anclado al último punto y al origen
Ba3	GY	15-55	5	350.7	32.5	8.5	Anclado al último punto y al origen
Ba3	HZ	20-55	4	3.1	44.5	8.6	Anclado al último punto y al origen
Ba3	Declination= 359.2°, Inclination= 42.9°, Alpha(95%)= 10.1°, k= 26.84, n= 9						
Ba3							
Ba4	AZ	15-45	5	346.7	31.9	7.4	Anclado al último punto y al origen
Ba4	BY	10-25	4	10.3	40.7	11.6	Anclado al último punto y al origen
Ba4	CZ	6-25	5	325.5	50.6	7.7	Anclado al último punto y al origen
Ba4	EY	10-25	4	6.9	46.6	8.3	Anclado al último punto y al origen
Ba4	FZ	10-25	4	320.8	57.9	14.2	Anclado al último punto y al origen
Ba4	GH	6-20	4	353.8	70.2	10	Anclado al último punto y al origen
Ba4	HY	3-20	5	1.9	47	10.4	Anclado al último punto y al origen
Ba4	Declination= 350.7°, Inclination= 50.6°, Alpha(95%)= 13.3°, k= 21.70, n= 7						
Ba4							
Ba5	AZ	35-65	4	320	33	19.5	Anclado al último punto y al origen
Ba5	BY	6-65	6	338.6	59.1	11.4	Anclado al último punto y al origen
Ba5	CY	10-30	4	341.2	65.3	15.8	Anclado al último punto y al origen
Ba5	DY	10-40	4	350.2	57.9	12.2	Anclado al último punto y al origen
Ba5	EZ	20-50	4	310.2	8.1	10.2	Anclado al último punto y al origen
Ba5	FY	10-40	4	264.2	77.9	9.9	Anclado al último punto y al origen
Ba5	HZ	10-40	4	329.8	57.8	6.4	Anclado al último punto y al origen
Ba5	Declination= 330.1°, Inclination= 60.1°, Alpha(95%)= 15.5°, k= 19.64, n= 6						
Ba5							
Ba6	AZ	10-25	4	344.4	39.2	12.7	Anclado al último punto y al origen
Ba6	BZ	3-15	4	329.9	47.9	10.1	Anclado al último punto y al origen

Ba6	CY	10-20	3	9.5	41.9	10.8	Anclado al último punto y al origen
Ba6	EZ	5-60	4	71.3	54.6	9.3	Anclado al último punto y al origen
Ba6	GY	10-50	4	332.5	17.7	12.6	Anclado al último punto y al origen
Ba6	HY	5-30	4	327.9	39.9	16.6	Anclado al último punto y al origen
Ba6	Declination= 340.4°, Inclination= 38.4°, Alpha(95%)= 16.9°, k= 21.53, n= 5						
Ba6							
Ba7	AZ	35-65	4	2.6	48.8	7.5	Anclado al último punto y al origen
Ba7	BZ	20-65	6	346.8	45.8	5.3	Anclado al último punto y al origen
Ba7	CZ	30-70	5	301	55.5	6.9	Anclado al último punto y al origen
Ba7	DY	20-80	7	334	54.1	6.1	Anclado al último punto y al origen
Ba7	EY	30-80	6	235.2	20.5	2.6	Anclado al último punto y al origen
Ba7	FZ	20-80	7	341.8	54.6	6.2	Anclado al último punto y al origen
Ba7	GY	20-80	7	350.9	45.3	10.8	Anclado al último punto y al origen
Ba7	HZ	20-70	6	338	40.2	7.4	Anclado al último punto y al origen
Ba7	Declination= 340.6°, Inclination= 50.4°, Alpha(95%)= 9.9°, k= 37.88, n= 7						
Ba7							
Ba8	AZ	15-55	6	71.7	22.1	3.1	
Ba8	BY	20-65	6	79.3	47.7	14.5	Anclado al último punto y al origen
Ba8	CZ	25-80	6	42.2	73.6	2.2	Anclado al último punto y al origen
Ba8	DY	35-80	4	50.7	51.3	19.5	Anclado al último punto y al origen
Ba8	GY	10-65	5	45.2	45	11	Anclado al último punto y al origen
Ba8	HY	10-35	4	80.1	60.4	11.2	Anclado al último punto y al origen
Ba8	Declination= 63.4°, Inclination= 51.1°, Alpha(95%)= 16.9°, k= 17.33, n= 6						
Ba8							
Ba9	AZ	10-35	5	34.8	38.1	14.3	Anclado al último punto y al origen
Ba9	BZ	20-45	4	25.3	67.2	9.6	Anclado al último punto y al origen
Ba9	CZ	15-55	4	62.7	30.5	12.7	Anclado al último punto y al origen
Ba9	DZ	15-45	4	51	32.3	5.7	
Ba9	EZ	10-35	4	273.1	15.6	1.8	
Ba9	FZ	10-35	4	345.6	49.4	20	Anclado al último punto y al origen
Ba9	GY	6-55	5	50.4	59.3	8.8	
Ba9	HY	25-55	4	38.7	49.2	16.9	Anclado al último punto y al origen
Ba9	Declination= 45.8°, Inclination= 46.7°, Alpha(95%)= 14.7°, k= 21.74, n= 6						
Ba9							
Ba10	AZ	15-55	6	11.9	49.8	3.7	Anclado al último punto y al origen

Ba10	BZ	15-65	7	17.1	42.4	5.1	Anclado al último punto y al origen
Ba10	CZ	10-45	4	22.8	49.8	7.3	Anclado al último punto y al origen
Ba10	DZ	10-55	5	31.6	50.6	8.1	Anclado al último punto y al origen
Ba10	EY	25-65	5	38.7	17.5	17.8	Anclado al último punto y al origen
Ba10	FZ	15-55	5	233.2	19.8	3	Anclado al último punto y al origen
Ba10	GY	15-55	5	9.9	48.6	1.8	Anclado al último punto y al origen
Ba10	HY	25-55	4	39.6	25.3	5.4	Anclado al último punto y al origen
Ba10	Declination= 25.9°, Inclination= 41.3°, Alpha(95%)= 12.5°, k= 24.24, n= 7						
Ba10							
Ba11	AZ	25-80	6	11	48.4	5.6	Anclado al último punto y al origen
Ba11	BZ	20-65	6	13	42.9	4.6	Anclado al último punto y al origen
Ba11	CZ	25-65	5	5.6	44.9	4.6	Anclado al último punto y al origen
Ba11	EZ	25-80	6	2.2	49.6	2.2	Anclado al último punto y al origen
Ba11	FY	25-80	6	1.1	52.4	2.6	Anclado al último punto y al origen
Ba11	GY	25-80	7	0.1	50.4	2	Anclado al último punto y al origen
Ba11	HZ	35-65	4	13.3	43.5	4.8	Anclado al último punto y al origen
Ba11	IZ1	35-80	5	4.4	47.1	4.2	Anclado al último punto y al origen
Ba11	Declination= 6.6°, Inclination= 47.5°, Alpha(95%)= 3.4°, k= 263.53, n= 8						
Ba11							
Ba12	A1	7-15	3	344.7	33.9	3.5	Anclado al último punto y al origen
Ba12	B1	7-25	4	348.7	40.6	11.1	Anclado al último punto y al origen
Ba12	C1	5-25	4	277.3	36.4	9.7	Anclado al último punto y al origen
Ba12	D1	5-25	5	335.6	56.3	18.8	Anclado al último punto y al origen
Ba12	E1	10-30	5	342.4	31.8	9.1	Anclado al último punto y al origen
Ba12	G1	5-20	4	345.1	24.8	15.7	Anclado al último punto y al origen
Ba12	H1	5-25	5	327.9	29.1	14.5	Anclado al último punto y al origen
Ba12	I1	5-25	5	323.1	34.6	9.7	Anclado al último punto y al origen
Ba12	Declination= 338.3°, Inclination= 36.2°, Alpha(95%)= 9.7°, k= 39.51, n= 7						
Ba12							
Ba13	a2	6-13	4	266.1	44.3	18.6	ultimo punto
Ba13	B2	4-20	5	42.6	49.1	5.2	Anclado al último punto y al origen
Ba13	C1	2-16	5	30.7	51.1	9.5	Anclado al último punto y al origen
Ba13	D1	2-20	7	51.3	32	5.1	Anclado al último punto y al origen
Ba13	F1	13-20	3	253.6	58.2	5.8	ultimo punto

Ba13	G1	4-8	3	351	70.1	7.1	Anclado al último punto y al origen
Ba13	H2	10-20	4	124.3	17	10.4	Anclado al último punto y al origen
Ba13	I1	2-10	5	24.7	0.1	6	normalizado y media de fisher
Ba13	Declination= 42.6°, Inclination= 44.4°, Alpha(95%)= 19.8°, k= 39.89, n= 3						
Ba13							
Ba14	A2	4-13	5	347.7	5.1	8.4	Anclado al último punto y al origen
Ba14	b2	8-20	5	343.2	45.3	14.3	Anclado al último punto y al origen
Ba14	c1	8-20	5	112.5	26.8	10.1	Anclado al último punto y al origen
Ba14	d4	10-30	6	225.6	45.4	6.5	Anclado al último punto y al origen
Ba14	e1	4-10	4	135	14.4	5.1	Anclado al último punto y al origen
Ba14	e3	4-13	4	348.1	28.3	9.2	Anclado al último punto y al origen
Ba14	g2	10-30	6	12.5	44.9	5.4	Anclado al último punto y al origen
Ba14	h2	6-16	5	322.8	25.1	14.5	Anclado al último punto y al origen
Ba14	Declination= 345.8°, Inclination= 30.7°, Alpha(95%)= 21.6°, k= 13.55, n= 5						
Ba14							
Ba15	a2	6-16	4	195.6	33	5.7	
Ba15	b3	4-16	6	195	25.5	2.2	
Ba15	e1	4-25	7	10.7	72.1	15.7	Anclado al último punto y al origen
Ba15	f2	16-25	3	14.3	25.7	3.6	Anclado al último punto y al origen
Ba15	g1	10-25	5	15.4	16	9.2	
Ba15	g1	6-16	5	199.1	19.8	15.1	Anclado al último punto y al origen
Ba15	g2	6-20	6	207.5	13.4	15.1	Anclado al último punto y al origen
Ba15	h1	4-30	8	357.2	42.5	12.7	Anclado al último punto y al origen
Ba15	i2	6-16	5	333	12.4	7.5	
Ba15	Declination= 360.0°, Inclination= 25.2°, Alpha(95%)= 26.8°, k= 12.68, n= 4						
Ba15							
Ba15	Declination= 199.5°, Inclination= 23.0°, Alpha(95%)= 11.3°, k= 66.98, n= 4						
Ba15							
Ba16	a3	4-16	5	93	40.6	10.4	
Ba16	b2	6-20	6	327.8	67.5	20.8	
Ba16	c2	2-10	5	342.6	19.1	4.4	
Ba16	d2	13-25	4	267.9	7.2	16.6	
Ba16	f2	6-20	6	17.5	47.4	19.8	Anclado al último punto y al origen
Ba16	h2	2-16	6	12.3	63.7	11	Anclado al último punto y al origen
Ba16	Declination= 3.8°, Inclination= 61.2°, Alpha(95%)= 25.6°, k= 24.19, n= 3						
Ba16							
Ba17	a1	6-30	8	335.5	30.4	13.4	Anclado al último punto y al origen

Ba17	b1	6-16	5	217	16	10	
Ba17	c2	2-20	8	317.7	56.4	9.2	Anclado al último punto y al origen
Ba17	d2	6-20	6	268.1	4.1	10.5	Anclado al último punto y al origen
Ba17	e3	8-25	6	290	7.7	11.6	Anclado al último punto y al origen
Ba17	f2	10-60	8	329.5	37.4	10.8	Anclado al último punto y al origen
Ba17	g2	4-20	6	344	10	17.9	
Ba17	h2	6-13	4	268.3	11.1	4.7	
Ba17	Declination= 328.9°, Inclination= 41.6°, Alpha(95%)= 23.0°, k= 29.81, n= 3						
Ba17							
Ba17	Declination= 275.4°, Inclination= 7.8°, Alpha(95%)= 19.9°, k= 39.28, n= 3						
Ba17							
Ba18	a2	4-10	4	91.5	55.1	2.5	
Ba18	b1	8-13	3	347.3	11	19.3	
Ba18	c1	6-20	6	257.6	16.4	3.8	
Ba18	d2	13-40	5	334.6	40.7	19.9	
Ba18	f2	8-25	6	3.2	28.1	7.5	Anclado al último punto y al origen
Ba18	e1	20-30	3	317.8	20.9	12.3	
Ba18	h1	4-10	4	290.5	24.3	15.9	Anclado al último punto
Ba18	g2	4-8	3	297.1	11.3	1.3	
Ba18	Declination= 308.7°, Inclination= 25.2°, Alpha(95%)= 25.0°, k= 14.46, n= 4						
Ba18							
Ba19	a1	6-15	4	271.9	23.8	12.8	
Ba19	b2	30-60	5	353.4	33.8	9	
Ba19	e2	20-30	3	312	28.5	15	Anclado al último punto
Ba19	g2	10-20	7	253.9	39.3	23.8	Anclado al último punto y al origen
Ba19	h1	10-25	5	220.7	6.4	16.2	Anclado al último punto y al origen
Ba19		6-16	5	282.2	75.2	11.6	Anclado al último punto
Ba19							
Ba19							
Ba20	a1	10-80	11	347.4	49.3	6.1	Anclado al último punto y al origen
Ba20	c2	2-13	6	351.8	63.8	5.8	Anclado al último punto y al origen
Ba20	e1	10-20	3	291.7	41.4	1.1	
Ba20	f3	13-30	5	317.1	59.8	7.7	Anclado al último punto y al origen
Ba20	g2	10-25	4	314.7	13.2	15.8	
Ba20	Declination= 324.1°, Inclination= 56.3°, Alpha(95%)= 22.9°, k= 17.05, n= 4						
Ba20							
ba21	a1	13-60	8	322.9	29.7	14.6	Anclado al último punto y al origen
ba21	b2	15-50	6	306.8	8.5	8.5	

<i>ba21</i>	c2	20-60	6	333.7	40.5	3.5	Anclado al último punto y al origen
<i>ba21</i>	d1	4-30	6	349.7	49.3	8.1	
<i>ba21</i>	e2	4-20	6	233.5	36.4	10.2	Anclado al último punto y al origen
<i>ba21</i>	Declination= 334.1°, Inclination= 40.3°, Alpha(95%)= 21.8°, k= 33.15, n= 3						
<i>ba21</i>							
<i>ba22</i>	a1	4-30	7	18.4	64.1	9.6	Anclado al último punto y al origen
<i>ba22</i>	c2	15-30	4	6.4	52.3	20.6	Anclado al último punto y al origen
<i>ba22</i>	d2	13-40	6	338.2	54.2	11.8	Anclado al último punto y al origen
<i>ba22</i>	Declination= 359.6°, Inclination= 58.0°, Alpha(95%)= 19.5°, k= 40.98, n= 3						
<i>ba22</i>							
<i>Ba23</i>	A-1	20-50	6	338	42.1	3.9	Anclado al último punto y al origen
<i>Ba23</i>	B-1	4-35	9	344.1	45.3	7.2	
<i>Ba23</i>	D-1	4-50	8	16.2	36.1	6.5	Anclado al último punto y al origen
<i>Ba23</i>	F-1	13-50	8	16.2	40.1	2.8	Anclado al último punto y al origen
<i>Ba23</i>	G-1	16-30	4	271.6	66.6	12.9	Anclado al último punto y al origen
<i>Ba23</i>	H-2		7	280.7	48.5	11.4	Anclado al último punto y al origen
<i>Ba23</i>	Declination= 359.4°, Inclination= 42.3°, Alpha(95%)= 18.2°, k= 26.34, n= 4						
<i>Ba23</i>							
<i>BA24</i>	A-2	4-20	6	146.4	70.7	11.1	Anclado al último punto
<i>BA24</i>	B-1	25-45	3	318	42.8	14.2	Anclado al último punto y al origen
<i>BA24</i>	C-1	13-45	6	319.2	23.3	12.4	Anclado al último punto y al origen
<i>BA24</i>	D-1	10-25	5	330.9	24.7	10.9	Anclado al último punto y al origen
<i>BA24</i>	F-1	3-13	5	253.2	32.3	0.6	
<i>BA24</i>	G-1	2-13	5	108.6	72.9	3	
<i>BA24</i>	H-1	25-45	3	293.6	26.1	13.4	Anclado al último punto y al origen
<i>BA24</i>	Declination= 315.5°, Inclination= 29.9°, Alpha(95%)= 19.1°, k= 24.02, n= 4						
<i>BA24</i>							