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



# Maestría en Ciencias Ciencias de la Tierra con orientación en Geología

# Análisis geológico y magnetométrico de rocas plutónicas cretácicas y sus encajonantes en el extremo sudoriental del Cinturón Batolítico Peninsular

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

Presenta:

Baltazar Leo Lozano Hernández

Ensenada, Baja California, México 2021 Tesis defendida por Baltazar Leo Lozano Hernández

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Luis Alberto Delgado Argote Director de tesis

Miembros del comité

Dr. Bodo Weber

**Dr. Marco Antonio Pérez Flores** 

Dr. Luis Zavala Sansón



Dr. Javier Alejandro González Ortega Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

> Dr. Pedro Negrete Regagnon Director de Estudios de Posgrado

Baltazar Leo Lozano Hernández © 2021 Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis. Resumen de la tesis que presenta **Baltazar Leo Lozano Hernández** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

#### Análisis geológico y magnetométrico de rocas plutónicas cretácicas y sus encajonantes en el extremo sudoriental del Cinturón Batolítico Peninsular

Resumen aprobado por:

Dr. Luis Alberto Delgado Argote Director de tesis

Los terrenos tectonoestratigráficos en los que se encuentran los plutones de la zona occidental cuyo SiO<sub>2</sub> promedio es menor a 61% y de la zona oriental con SiO<sub>2</sub> mayor a 61% del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) están yuxtapuestas. A través del análisis estructural, petrográfico y aeromagnetométrico de la región comprendida entre el plutón La Primavera en el norte hasta el sur de la sierra La Libertad (28.2° a 29.2°N) se identificó que las rocas encajonantes de los plutones con magnetización alta del occidente magnético es una secuencia metamorfizada en facies de esquistos verdes de lavas andesíticas interestratificadas con depósitos sedimentarios de areniscas finas con carbonatos y rocas volcaniclásticas del Jurásico-Cretácico Inferior. Las rocas encajonantes de los plutones orientales tipo La Posta de San Borja y La Libertad son sedimentos pelítico-samíticos, areniscas gruesas y conglomerados interestratificados del Paleozoico (?) metamorfizados en facies de anfibolita. Los esquistos forman un cinturón intensamente deformado con fallamiento de empuje subvertical entre granitoides milonitizados asociados con acortamiento en dirección ENE/WSW. Los contactos subverticales entre las rocas intrusivas y el cinturón de la secuencia volcanosedimentaria se definen claramente por el contraste de magnetización alta en las intrusivas y baja en las encajonantes. La deformación se asocia con el fenómeno de yuxtaposición entre el arco de islas Alisitos del oeste y el margen continental oriental que debió ser simultáneo al emplazamiento del plutón La Primavera entre 110 y 100 Ma.

Abstract of the thesis presented by **Baltazar Leo Lozano Hernández** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Science with orientation in Geology

# Geology and analysis of aeromagnetic data of Cretaceous plutons and their host rocks of the southeastern Peninsular Ranges Batholith

Abstract approved by:

Dr. Luis Alberto Delgado Argote Thesis Director

In the Peninsular Ranges Batholith, the average silica content of the Western plutons is less than 61%, while Eastern plutons show higher proportions. The tectonostratigraphic terranes hosting these distinct plutons are juxtaposed in the study area between the La Primavera pluton in the north, and the southern part of the sierra La Libertad (28.2° a 29.2°N). The host rocks of the magnetic western plutons is formed by a sequence of andesitic lavas interstratified with fine-grained sandstones, volcaniclastic rocks, and local calcareous units. This metamorphosed to the greenschist facies sequence is correlated with Jurassic-Early Cretaceous rocks that outcrop westward this region. The host rocks of the Eastern San Borja and the La Libertad plutons, which are La Posta type plutons are Paleozoic (?) pelites and psammites, coarse-grained sandstones and conglomerates metamorphosed to the amphibolite facies. The schists form a belt of intense deformation showing subvertical thrusting between the highly magnetic intrusive rocks and the volcano-sedimentary sequence is clearly defined. Main deformation is associated to the juxtaposition phenomena between the western Alisitos island arc and the eastern continental margin. It is interpreted that the accretion occurred simultaneously to the emplacement of the La Primavera pluton between 110 and 100 Ma.

### A mis padres:

Que gracias a sus consejos y palabras de aliento me han ayudado a crecer como persona y a luchar por lo que quiero, gracias por enseñarme valores que me han llevado a alcanzar una gran meta. Este logro también es de ustedes los amo mucho.

#### A mis hermanos:

Gracias por brindarme su cariño y por estar en los momentos más importantes de mi vida.

## A ti, mi bonita:

Gracias por tu apoyo, tu amor y por estar conmigo cuando más lo necesite, eres mi inspiración y mi motivación, te amo.

# Agradecimientos

Quiero agradecer al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE), la División de Ciencias de la Tierra, por permitirme estudiar una maestría y por todo el apoyo recibido, al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada para la realización de esta maestría (No. becario 995248). Este trabajo pudo realizarse gracias al financiamiento de los proyectos 51483 (CONACYT) y 644129 (CICESE).

Al Dr. Luis A. Delgado Argote por recibirme en su equipo de trabajo y brindarme su conocimiento con paciencia y camaradería. Es una persona muy admirable.

A mis sinodales Dr. Bodo Weber, Dr. Marco A. Pérez Flores y el Dr. Luis Zavala Sansón por sus aportaciones, comentarios y correcciones a mi trabajo de tesis.

Estoy muy agradecido también por el apoyo técnico recibido por parte de Gabriel Rendón, Víctor Pérez y Porfirio Avilez, quienes además de ayudarme compartieron conmigo su valioso tiempo en las tardes de laboratorio.

A mis amigos y compañeros de trabajo Adhara Ávila, Manuel Contreras, Karina Gómez, Xóchitl Torres por su gran amistad y el apoyo que me brindaron a lo largo de esta aventura tan agradable.

¡Gracias a todos!

# Tabla de contenido

Resumen en español	i
Resumen en inglés	ii
Dedicatoria	. iii
Agradecimientos	. iv
Lista de figuras	vii
Lista de tablas	. xi

Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Fundamentos teóricos	1
1.1.1 Principios geológicos	1
1.1.2 Principios geofísicos	5
1.2 Geología Regional	6
1.2.1 Cinturón Batolítico Peninsular	6
1.2.2 Porción meridional del CBP	9
1.3 Hipótesis	10
1.4 Objetivos	12
1.4.1 General	12
1.4.2 Específicos	12
Capítulo 2. Metodología	13
2.1 Trabajo de campo y cartografía geológica	13
2.2 Análisis petrográfico	14
2 3 Análisis Estructural	14

2.3 Analisis Estructural	14
2.4 Análisis aeromagnético	15

Capítulo 3. Geología del área de estudio	16
3.1 Litología y petrografía	17
3.1.1. Rocas encajonantes de la zona sur	17
3.1.2. Rocas plutónicas de la zona sur	22
3.1.2.a. Plutón San Pedro	22
3.1.2.b. Plutón El Paraíso	23

3.1.2.c. Plutón Compostela	24
3.1.2.d. Plutón San Borja	26
3.1.3. Rocas encajonantes de la zona norte	28
3.1.4. Rocas plutónicas de la zona norte	33
3.1.4.a. Plutón La Primavera	33
3.1.4.b. Granitoides del oriente del Plutón La Primavera	34
3.2 Geología estructural	37
3.2.1 Lineamientos estructurales	37
3.2.2 Análisis de foliaciones y lineaciones	39
3.2.3 Análisis de fallas	44
3.3 Aeromagnetometría	46
3.3.1 Dominios aeromagnéticos	46
3.3.2 Susceptibilidad magnética	48
3.3.3 Lineamientos aeromagnéticos	51
3.3.4 Secciones 2D del modelo 3D	54
Capítulo 4. Discusión	57
Capítulo 5. Conclusiones	61
Literatura citada	64
	-
Anexos	69

# Lista de figuras

- Figura 1. Estimación de producción de magma en los diferentes ambientes tectónicos. El volumen de magma está expresado en km<sup>3</sup> /año (Tomada de Schmincke, 2004). ......2

- Figura 8. Cuerpos intrusivos en el arroyo San Pedro: a) Enclave máfico en el plutón granodiorítico San Pedro (105 Ma no deformado) con planos de cizalla rellenas de sílice desplazados en sentido lateral izquierdo; b) Dique de cuarzodiorita (posible borde oriental de Alisitos pre ~105 de San Pedro) emplazado perpendicularmente a la foliación de la secuencia metamórfica (tomado de Torres-Carrillo, 2016); c) Diques félsicos y máficos plegados (posible borde oriental de Alisitos pre ~105 de San Pedro); d) Dique o dique estrato (*sill*) de cuarzodiorita de Bt (muestra 6a y 6B-XI-20) del Paleozoico y por lo tanto es similar a descripciones del Grupo Las Ballenas deformado simultáneamente con los esquistos de And + Sill; e) Dique pegmatítico asociado con el plutón

- **Figura 9.** a) Clasificación modal de ocho muestras del plutón San Pedro en el diagrama QAP (Le Maitre, 2002), b) proporciones mineralógicas y c) fotomicrografía representativa de uno de los diques cuarzodioríticos. Abreviaturas: Bt=biotita, Pl=plagioclasa y Qz=cuarzo. El subíndice *a* indica que la muestra fue tomada de Torres-Carrillo (2016)......23
- **Figura 11.** a) Clasificación de diez muestras del plutón Compostela en el diagrama QAP de Le Maitre (2002) y b) proporciones mineralógicas. El subíndice *a* indica que la muestra fue tomada de Torres-Carrillo (2016) y el subíndice *b* de Avilez-Serrano (2012)......25
- Figura 13. a) Mapa litológico del sur del Cinturón Batolítico Peninsular indicando las rocas plutónicas y encajonantes y b) Mapa geológico de la zona norte del área de estudio (cuadro azul en a) indicando la localización de los sitios de muestreo para petrografía. Las muestras con terminación en 19 son de Ávila Ortiz (2021). Localidades: AH=Agua de Higuera, BA=Bahía de los Ángeles, LF=Las Flores, SB=San Borja, SG=San Gregorio y SI=San Ildefonso. Plutones: GM=Granitoides milonitizados, PCO=Compostela, PEP=El Paraíso, PLP=La Primavera, PSB=San Borja y PSP=San Pedro.

- Figura 16. a) Diagrama QAP de clasificación de rocas plutónicas (Le Maitre, 2002) de 23 muestras del plutón La Primavera y b) proporciones mineralógicas. El subíndice c indica que la muestra fue tomada de Ávila-Ortiz (2021).

- Figura 20. a) Mapa geológico de la zona sur del área de estudio. b-q) Estereogramas con los planos promedio de la foliación en rocas intrusivas (rojo), encajonantes (morado) y orientación de diques (café). r) Planos y polos promedio de los sitios 1 a 16 (figuras b-q) que muestra paralelismo entre las foliaciones magmáticas y metamórficas. Los puntos representan los polos de los planos de foliación y las cruces son lineaciones minerales en planos de foliación. Abreviaturas: Fp=Foliación promedio, Lp=Lineación promedio, N=Número de datos, Pp=Plano promedio de todos los sitios y Vc= Valor de correlación. Localidades: LF=Las Flores, R3A=Rancho Las 3A, SG=San Gregorio y SP=San Pedro.
- Figura 21. a) Mapa geológico de la zona norte del área de estudio. b-k) Estereogramas con los planos promedio de la foliación en rocas intrusivas (rojo), encajonantes (morado) y orientación de diques (café). m) Planos y polos promedio de los sitios 17 a 50 (figuras b-k) que muestra paralelismo entre las foliaciones magmáticas y metamórficas. Los puntos representan los polos de los planos de foliación y las cruces son lineaciones minerales en planos de foliación. I) Contornos de densidad de lineaciones minerales. Abreviaturas: Fp=Foliación promedio, Lp=Lineación promedio, N=Número de datos, Pp=Plano promedio de todos los sitios y Vc= Valor de correlación. Localidades: AH=Agua de Higuera, BA=Bahía de los Ángeles, LF=Las Flores, SB=San Borja, SI=San Ildefonso, SG=San Gregorio.
- Figura 22. a) Mapa geológico-estructural de la zona norte indicando las estructuras de falla interpretadas a partir de observaciones de campo y medición de estrías en planos de falla. El análisis a partir de las mediciones en el campo se presenta en los estereogramas (hemisferio sur, proyección de Schmidt). b) Área del sur de la sierra Venecas en el arroyo San Pedro de donde se midieron estructuras de falla en la secuencia metamórfica, cuyo análisis se presenta en el estereograma n). Abreviaturas: Ep=Estría promedio, N=Número de datos, Pp=Plano promedio, Vc=Valor de correlación, 1=Eje de esfuerzo principal máximo, 2=Eje de esfuerzo principal intermedio y 3=Eje de esfuerzo principal mínimo. Localidades: Localidades: AH=Agua de Higuera, BA=Bahía de los Ángeles, LF=Las Flores, R3A=Rancho Las 3A, SB=San Borja, SI=San Ildefonso, SG=San Gregorio.
- Figura 23. a) Anomalía magnética regional de longitud de onda larga de la península de Baja California indicando el norte geográfico con la flecha interior, la falla Agua Blanca (ABF), la falla La Paz (LPF; tomado de García-Abdeslem, 2014) y en el recuadro negro el área de las figuras b y c. b) Mapa del campo magnético sin reducción al polo (CM); c) Mapa del campo magnético reducido al polo (CMRP) y ubicación de cada uno de los dominios aeromagnéticos (DAM) en función de la intensidad magnética. Los círculos blancos muestran la ubicación de los plutones cretácicos. Abreviaturas de los plutones: CAR=El Cardonal, COM=Compostela, EP=El Paraíso, GM=Granitoides milonitizados, LC=Los Corrales, LU=La Unión, MAR=El Marmolito, PB=Piedra

- Figura 25. a) Mapa geológico y b) mapa del campo magnético reducido al polo (CMRP) del área de estudio.
   Los círculos blancos muestran los sitios donde se midió la susceptibilidad magnética (k).
   Localidades: AH=Agua de Higuera, BA=Bahía de los Ángeles, LF=Las Flores, R3A=Rancho Las 3A,
   SB=San Borja, SI=San Ildefonso, SG=San Gregorio.
- Figura 27. a) Mapa geológico-estructural y b) mapa de la 1aDz del campo magnético reducido al polo (CMRP) del área de estudio. Las franjas en a) representan cinturones de alineamientos magnéticos (L1 a L3), los cuales, en la zona entre la carretera a Bahía de los Ángeles y la misión de San Borja, guardan buena correspondencia con las fallas de empuje vertical. En la Figura b) destacan las zonas de bajos magnéticos L5 y L6, los cuales coinciden con el Escarpe del Golfo y zona de acomodamiento descritas por Axen (1995), respectivamente. Localidades: AH=Agua de Higuera, BA=Bahía de los Ángeles, LF=Las Flores, R3A=Rancho Las 3A, SB=San Borja, SI=San Ildefonso, SG=San Gregorio.
- Figura 28. a) Mapa geológico-estructural de la zona norte del área de estudio mostrando la ubicación de los perfiles magnéticos, b) perfiles magnéticos en dirección aproximada oeste-este y c) Diagrama de ejes de deformación máxima (σ<sub>1</sub>) obtenidos de la Figura 22 (estructural) indicando la dirección de acortamiento para el norte del área de estudio (hemisferio inferior, proyección de Schmidt).

# Lista de tablas

Tabla 1. Susceptibilidades características de diversos tipos de rocas.	6
Tabla 2. Síntesis petrográfica de las rocas encajonantes de la zona sur del área de estudio	.69
Tabla 3. Síntesis petrográfica de las rocas encajonantes de la zona norte del área de estudio.	.70
Tabla 4. Síntesis petrográfica de las rocas plutónicas de la zona sur del área de estudio	.73
Tabla 5. Síntesis petrográfica de las rocas plutónicas de la zona norte del área de estudio	.74

## Capítulo 1. Introducción

Hasta hace muy poco, la región sur del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) carecía de información geológica y geofísica, pues gran parte de los estudios reportados se habían enfocado en la parte norte del CBP. El presente trabajo tiene como finalidad realizar un análisis a partir de la cartografía geológica, un análisis geofísico, así como un estudio estructural y petrográfico de las rocas plutónicas cretácicas y sus encajonantes en un área de 2,892 km<sup>2</sup> en el extremo sudoriental del CBP.

Este trabajo proporciona evidencias adicionales sobre la acreción tectónica del arco de islas Alisitos y el margen continental durante el Cretácico Tardío con el fin de aportar información sobre la evolución tectónica de la región. Para ello, se afina la cartografía geológica, se establecen afinidades temporales entre la deformación regional y el emplazamiento de plutones, y se proponen límites entre las fronteras regionales de los cinturones prebatolíticos en este sector. El área de estudio es particularmente importante porque las rocas de arco de islas de la zona occidental y las de margen continental oriental están localmente yuxtapuestas, por lo que es un área clave para la localización de una zona de sutura que sólo ha sido descrita en la región de San Pedro Mártir (Johnson et al., 1999; Schmidt et al., 2009).

#### 1.1 Fundamentos teóricos

#### 1.1.1 Principios geológicos

Entre los diversos ambientes tectónicos donde se produce magma, destacan los márgenes de placa divergentes o constructivos formados por las dorsales oceánicas; los márgenes de placa convergentes o destructivos, como los arcos de islas; y los márgenes continentales activos donde ocurren procesos de subducción, y zonas de intraplaca (Schmincke, 2004; Sigurdsson et al., 2015). Según Schmincke (2004), después de las dorsales oceánicas, donde se genera aproximadamente el 62% de magma anualmente, las zonas de arco son las que más han contribuido al crecimiento y evolución de la corteza terrestre con una tasa de producción de magma de 21 km<sup>3</sup>/año y 8.6 km<sup>3</sup>/año, respectivamente, equivalente al 26%, mientras que en las zonas de intraplaca, la contribución de magma es del 12% o 4 km<sup>3</sup>/año (Figura 1).

Independientemente del ambiente tectónico, en la evolución de un sistema magmático se definen las siguientes etapas: generación del magma (fusión), segregación, ascenso y emplazamiento en la corteza como cámara magmática y, eventualmente, erupción (Figura 2; Petford et al., 2000; Burchardt, 2009).



**Figura 1.** Estimación de producción de magma en los diferentes ambientes tectónicos. El volumen de magma está expresado en km<sup>3</sup> /año (Tomada de Schmincke, 2004).

En términos generales, el magma es una mezcla multifase de alta temperatura, compuesta por una fracción sólida y otra gaseosa que son acarreados por una fase líquida o "fundido". Dicho magma se genera por la fusión de rocas preexistentes, con la intervención de todas las fases minerales presentes (fusión total) o de sólo algunas fases (fusión parcial). La fusión en el manto se puede producir por aumento de temperatura, descompresión adiabática (reducción de la presión) y por la adición de volátiles (principalmente H<sub>2</sub>O) en la cuña del manto (Spera, 2000; Petford, 2000).

Una vez generado el magma ocurre el proceso de segregación, ya sea en el manto o en la base de la corteza. La habilidad del fundido de segregarse físicamente de la matriz sólida que la contiene depende de su composición y en consecuencia, de sus propiedades físicas, de las cuales la viscosidad y la densidad son las más importantes (Daines, 2000; Petford et al., 2000).

Una vez que el magma se segrega, asciende debido a diferencias de densidad y los principales modelos propuestos para dicho ascenso son el diapirismo y la propagación de fracturas que conducen a la formación de diques y sills.

El ascenso diapírico se representa e interpreta como grandes gotas ascendentes de fundido, en donde el mecanismo promotor de este proceso es el contraste de densidad entre el magma y su roca encajonante, limitado por la capacidad elástica de la roca encajonante para deformarse y para recuperarse de tal deformación ya que el diapiro magmático debe hacerse espacio por deformación dúctil durante su ascenso (Miller y Paterson, 1999). Este mecanismo se considera demasiado lento y energéticamente ineficiente como para ser geológicamente importante (Wilson, 1989; Petford et al., 2000, Coleman et al., 2016).

La alimentación mediante diques permitiría un ascenso lo suficientemente rápido y el establecimiento de una red de estructuras que vuelve permeable a la corteza y que facilita el ascenso (Brown, 1994; Petford et al., 2000). Para este mecanismo se tiene que considerar el gradiente de presión según el espesor de la corteza, la presión magmática en los diques dependiente de su contenido de volátiles y la flotabilidad de los magmas en función del contraste de densidades entre el magma y la roca encajonante. De igual forma, este mecanismo se apoya en el continuo incremento de volumen del magma por descompresión (Clemens y Mawer, 1992). Cabe mencionar que, durante el ascenso en cualquiera de los dos mecanismos, el magma se diferencia, o varía en su composición debido a procesos de cristalización fraccionada, mezcla de magmas y asimilación de la roca encajonante (Best, 2003).

En la actualidad existe gran controversia respecto a los mecanismos que transportan material magmático y cuál de éstos es el más importante, ya que el ascenso del magma a la parte superior de la corteza no es fácil de explicar como producto de un solo mecanismo de ascenso (diques o diapiros), sino que puede ocurrir a través de la combinación de ambos. Probablemente inicia diapíricamente en el manto-corteza inferior y, culmina al drenar los diapiros a través de diques en la parte superior de la corteza (Paterson y Fowler, 1993a).

El emplazamiento del magma está en función de la interacción estructural entre el magma que intrusiona y su roca encajonante, además de estar restringido al cambio en la dirección de flujo del fundido, el cual pasa de ser vertical a moverse de manera horizontal u oblicua. Se ha propuesto la formación de reservorios magmáticos en la interfase manto superior-corteza (underplating; Best 2003) y en la corteza donde se emplazan o desarrollan plutones o cámaras magmáticas solidificadas. Según Hutton (1988) y Bons et al. (2001), el proceso anterior está controlado por una combinación entre la interacción del campo total de

esfuerzos (regional y de emplazamiento), disminución en la velocidad de ascenso, y la respuesta mecánica de la roca anfitriona. Es importante mencionar que durante el emplazamiento del magma dentro de las rocas preexistentes se crea un problema de espacio, el cual se forma por la deformación regional (p. ej. Hutton, 1988).

Paterson y Fowler (1993b) distinguen entre los mecanismos que crean espacio, es decir, aumentan el volumen de la corteza y los procesos de transferencia de material. Durante la transferencia de magma se han descrito estructuras que definen fenómenos de diapirismo y ballooning o inflamiento, emplazamiento de diques y sills a lo largo de fracturas, por los cuales se forman lacolitos y lopolitos. A la actividad volcánica, se asocia el colapso de calderas y el hundimiento de grandes bloques (cauldron subsidence) acompañado con frecuencia por rebaje magmático (stoping) y acomodamiento de la masa ígnea. El emplazamiento de magma en la corteza siempre está controlado por una combinación de diferentes mecanismos (Figura 2).



**Figura 2.** Diagrama esquemático de un sistema de conectividad (plumbing) magmática desde la zona de segregación en el manto y los canales de ascenso en diques, las cámaras de almacenamiento, hasta los volcanes en la superficie (Tomada de Burchardt, 2009).

Se ha observado que indistintamente de su zona de emplazamiento, en plutones cuyos techos se localizan entre 1.5 y 11 km al momento de exhumarse, conservan impresas las texturas y estructuras que, junto con la composición mineral, dan información directa sobre los procesos que ocurrieron en estos reservorios magmáticos (Paterson et al., 1996; Best, 2003). Además, rasgos estructurales como la foliación de la roca, por lo general paralela a las direcciones de flujo, fallas y fracturas, proporcionan información importante acerca de la historia de emplazamiento de estos cuerpos intrusivos (Coleman et al., 2012).

#### 1.1.2 Principios geofísicos

El método magnético consiste en el estudio de las variaciones locales del campo magnético terrestre. El campo magnético es un vector, pero los magnetómetros comerciales solo miden la magnitud de dicho vector y no la dirección. Las variaciones en el campo llamadas anomalías magnéticas son originadas por cambios en las propiedades magnéticas de las rocas, como la intensidad de magnetización y/o susceptibilidad magnética. La magnetización de un cuerpo sólido se define como su momento dipolar magnético (grado de alineación de los dipolos magnéticos) por unidad de volumen (Milsom, 2003). Se conocen dos tipos de magnetización. Cuando un material está expuesto a un campo magnético (H), adquiere una magnetización inducida, la cual puede desaparecer si el campo es removido, mientras que la magnetización remanente es la que permanece después de haber retirado el campo y es el registro de la dirección del campo magnético adquirido en un material o en una roca durante su formación (Butler, 1998; Dunlop y Özdemir, 2007). Por otro lado, la susceptibilidad magnética (*k*), representada por un valor adimensional (SI), es una medida de la facilidad con que un material puede ser magnetizado en presencia de un campo magnético aplicado y es extremadamente variable según el tipo y, por lo tanto, la mineralogía de las rocas, así como su grado de alteración o intemperismo (Kearey et al., 2013).

Estas propiedades físicas solo existen a temperaturas por debajo de la temperatura de Curie (550°) por lo que, en consecuencia, los materiales que producen dichas anomalías magnéticas podemos hallarlos hasta una profundidad máxima de 20 km (Telford et al., 1990). La respuesta magnética de las rocas y minerales está determinada por la cantidad de material magnético según se desprende de la siguiente relación: J = k\*H, en donde J = Intensidad de magnetización; k = Susceptibilidad magnética y H = Fuerza del campo magnético. Para una zona con una litología similar, la fuerza del campo magnético (H) es la misma y, si los valores de la intensidad de magnetización (J) son diferentes, será porque la susceptibilidad magnética (k) también es diferente (Telford et al., 1990; Kearey et al., 2013). Los cambios de dicha susceptibilidad magnética generan anomalías del campo magnético (tanto positivas como negativas), y generalmente son producidas por las rocas ricas en minerales ferromagnesianos o ferromagnéticos, aunque también pueden relacionarse con alteraciones secundarias que pueden introducir o remover minerales magnéticos en el sistema. Las causas comunes por las que ocurren anomalías magnéticas se deben a la presencia de diques, sills u otras intrusiones, principalmente máficas y masivas, así como a fallas que ponen en contacto rocas composicionalmente contrastantes (Kearey et al., 2013). Las rocas máficas y ultramáficas tienden a tener altos valores de susceptibilidad magnética, mientras que las rocas félsicas y metamórficas presentan valores intermedios a bajos, y las rocas sedimentarias tienen un valor muy bajo de susceptibilidad magnética (Tabla 1; Telford et al., 1990).

Tipo de roca	К	Tipo de roca	К	Tipo de roca	К
sedimentaria	(SI*10 <sup>-5</sup> )	ígnea	(SI*10 <sup>-5</sup> )	metamórfica	(SI*10 <sup>-5</sup> )
Limolita	<b>2.5</b> -(20)	Basalto	(2.2) <b>100-7700</b>	Gneis	0.6
Lutita	<b>1.26</b> -(10)		(10000)	Esquisto	0.13
Arenisca	1.26	Riolita	25-100	Pizarra	0.13
Lechos rojos	0.063-0.63	Ignimbrita	25-2500		
Caliza	<0.013-0.025-( <b>10</b> )	Gabro	<b>10</b> -10000		
		Diorita	0.6		
		Ultrabásicas	0.3		
		Granitos A e I	100-1000		
		Granitos M y S	1-100		

 Tabla 1. Susceptibilidades características de diversos tipos de rocas.

Números en negritas indican los valores más comúnmente reportados. Números entre paréntesis indican valores extremos (altos o bajos). Fuentes: Tarling y Hrouda (1993) y Caballero (2011).

### 1.2 Geología Regional

#### 1.2.1 Cinturón Batolítico Peninsular

El Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) de edad Jurásico Tardío - Cretácico Temprano es parte de un arco magmático asociado a una margen convergente. Aflora de manera continua desde la latitud de Riverside, California (~34° N), hasta el distrito minero de El Arco, Baja California (~28° N). Gran parte del batolito se

extiende ~400 km por debajo de la cubierta Cenozoica de Baja California Sur hasta el extremo sur de la península (Langenheim y Jachens, 2003; Langenheim et al., 2014; Kimbrough et al., 2015).

Los plutones del CBP se pueden agrupar en dos zonas de acuerdo a sus características litológicas, geofísicas, petrológicas, geoquímicas, isotópicas, estructurales y profundidad probable de emplazamiento. Los plutones de la zona occidental, cuyo promedio de SiO<sub>2</sub> es < 61% contienen gabro, diorita y tonalita ricos en magnetita y tienen afinidad con arco de islas. Estos plutones, cuyas edades están comprendidas entre 100 y 128 Ma, son más antiguos y se emplazaron a profundidades subvolcánicas (Torres-Carrillo et al., 2016). Los plutones de la zona oriental (SiO<sub>2</sub> > 61%) son de composición tonalítica, granodiorítica y granítica, son más ricos en ilmenita, son de tipo S y fueron emplazados entre 99 y 86 Ma (Hildebrand y Whalen, 2014; Schmidt et al., 2014; Torres-Carrillo et al., 2016).

La línea magnetita-Ilmenita definida por Gastil et al. (1990) a partir de mediciones aeromagnéticas y variaciones de susceptibilidad magnética (Schmidt et al., 2014) muestra de manera general la frontera entre la zona occidental y la oriental. Los estudios de magnetometría regionales han permitido observar de mejor manera ambas zonas. Langenheim y Jachens (2003), Langenheim et al. (2014) y García-Abdeslem (2014) documentan una anomalía aeromagnética a lo largo de 1,200 km desde el sur de California, hasta la parte sur de la península de Baja California (Figura 3a). La zona occidental se asocia con la litología máfica, cuya intensidad magnética es alta, más densa, tiene velocidades sísmicas relativamente altas (mayor de 6.25 km/s), bajo flujo de calor (menor de 60 mW/m<sup>2</sup>) y baja sismicidad. La zona oriental se asocia con la litología félsica de los plutones tipo S y rocas encajonantes metamórficas, donde la intensidad magnética es baja, las rocas son menos densas, y las velocidades sísmicas menores de 6.25 km/s, más bajas que en la zona occidental. Además, en esta región el flujo de calor es mayor de 60 mW/m<sup>2</sup> y la microsismicidad abundante por encontrarse en la región tectónicamente activa del Golfo de California (Langenheim et al., 2014).

Las rocas que encajonan a los plutones forman tres cinturones orientados en dirección NW-SE más o menos paralelos a la línea de costa (Figura 3b). En el occidente se encuentra el cinturón de secuencias de arco Jurásico-Cretácico temprano formado por el arco Santiago Peak al norte de la falla Agua Blanca (FAB), el Grupo Alisitos entre la FAB y la localidad Nuevo Rosarito y la secuencia de rocas jurásicas entre Nuevo Rosarito y la sierra El Arco. Son principalmente rocas sedimentarias de cuenca intra-arco, volcánicas y volcaniclásticas de arco de islas con deformación débil y metamorfizadas en facies de esquistos verdes (Peña-Alonso et al., 2012; Hildebrand y Whalen, 2014; Alsleben et al., 2014; Torres-Carrillo et al., 2016; Contreras-López et al., 2020).



**Figura 3.** a) Anomalía magnética regional de longitud de onda larga de la península de Baja California indicando el norte geográfico con la flecha interior; la falla Agua Blanca (ABF) y la falla La Paz (LPF; tomada de García-Abdeslem, 2014); b) Mapa geológico de las unidades litoestratigráficas del Cinturón Batolítico Peninsular según Contreras-López et al. (2018). La línea roja discontinua es la línea magnetita-ilmenita de Gastil et al. (1990).

Se identifica una zona transicional formada por un cinturón de rocas volcánicas, volcaniclásticas y sedimentarias del Triásico Tardío-Cretácico Temprano con metamorfismo en facies de esquistos verdes y anfibolita, depositadas en cuencas intra-arco (Schmidt et al., 2014; Torres-Carrillo et al., 2016) y, hacia el oriente, la siguiente zona está constituida por un cinturón de rocas con afinidad continental depositadas en ambientes de cuenca, talud y plataforma de edad paleozoica. Son rocas metasedimentarias deformadas y metamorfizadas en facies de anfibolita principalmente (Ortega-Rivera, 2003; Hildebrand y Whalen, 2014; Schmidt et al., 2014; Torres-Carrillo et al., 2016; Contreras-López et al., 2018).

Por lo menos en la sierra de San Pedro Mártir las rocas de la zona occidental están yuxtapuestas a las de la zona oriental producto de la colisión del arco de islas del Aptiano–Albiano con el margen continental desarrollando una zona de sutura, la cual varía en anchura y se propone que se extiende a lo largo de la mayor parte de los 800 km de exposición del CBP (Gastil, 1993; Alsleben et al., 2014). En algunas regiones del CBP el límite entre la zona occidental y oriental no son evidentes. En la sierra San Pedro Mártir se ha descrito con cierto detalle estructural y petrológico una zona de sutura que se desarrolló entre 115 y 108 Ma (Gastil et al., 2014). En la sierra Calamajué, también se han reportado evidencias estructurales y petrológicas de dicha zona y se ha propuesto que la acreción tectónica debió haber ocurrido cerca de los 100 Ma (Alsleben et al., 2014). Al sur del área de estudio, Contreras-López et al. (2018 y 2020) estudiaron los plutones Calmallí y Piedra Blanca, y proponen que los contrastes en la composición geoquímica e isotópica de estos intrusivos pueden ser indicativos de una transición entre litosferas contrastantes. A pesar de los diversos trabajos realizados en la periferia del área de estudio, aún se desconoce si el contacto entre estas zonas es paralelo a la orientación NW-SE de la península como lo sugiere el gradiente de potencial magnético (Langenheim et al., 2014; García-Abdeslem, 2014), o si sigue la línea magnetita-ilmenita (Gastil et al., 1990).

#### 1.2.2 Porción meridional del CBP

Las fronteras regionales propuestas para la parte norte del CBP, desde California hasta la sierra San Pedro Mártir, se han extrapolado a la región meridional pero son inconsistentes por el carácter fragmentado del arco magmático. A partir de estudios regionales de percepción remota (Camarena-García, 2006), petrología (Torres-Carrillo, 2016) y magnetometría (Avilez-Serrano, 2012), se observa que las rocas plutónicas de la porción meridional del CBP se caracterizan en la zona occidental por asociaciones de gabro-diorita-tonalita con magnetita, titanomagnetita e ilmenita, en la zona transicional por dioritacuarzodiorita-tonalita con magnetita y esfena, mientras que los de la zona oriental contienen cuarzodiorita-tonalita-granodiorita-granito con ilmenita, rutilo y esfena (Avilez-Serrano, 2012; Delgado-Argote et al., 2012). Las rocas que encajonan a los plutones de la zona occidental y transicional son rocas jurásicas de arco deformadas por un evento de transpresión dextral posiblemente entre 132 y 128 Ma (Peña-Alonso et al., 2015). Las rocas encajonantes de los plutones de la zona oriental son rocas clásticas de talud y cuenca de posible edad Paleozoica (Torres-Carrillo et al., 2016; Contreras-López et al., 2018; Contreras-López, 2020).

De acuerdo a la distribución de los cinturones prebatolíticos que se muestra en la Figura 4b, el área de estudio de aproximadamente 2,892 km<sup>2</sup> (cuadro negro) comprende la frontera entre la zona occidental y la oriental, al oeste de la sierra La Libertad, entre las coordenadas geográficas 28.20° a 29.20° de latitud norte y 113.15° a 113.50° de longitud oeste. En esta área afloran los plutones San Pedro, El Paraíso, Compostela, San Borja, La Primavera y algunos otros intrusivos indiferenciados. Los plutones San Borja y San Pedro pertenecen a la zona oriental.

Torres-Carrillo (2016) menciona que en la zona de los plutones Compostela y San Borja las rocas encajonantes tienen características geoquímicas tanto del arco Jurásico-Cretácico, como del margen continental Paleozoico por lo que es un área clave para la localización de la zona de sutura. Tanto el límite, como la edad y los procesos responsables de la yuxtaposición durante la convergencia de estas zonas litosféricas siguen siendo temas controversiales y no resueltos en la parte sur del CBP. Identificar la zona de sutura es esencial para interpretar la historia de acreción magmática del Cretácico Temprano y tectónico del Cretácico Tardío en el área de estudio y del mismo CBP. La cartografía del área de estudio, así como el análisis petrográfico, estructural y aeromagnético de las rocas plutónicas y sus encajonantes ayudarán a definir la existencia de dicha zona de sutura, la cual se sospecha que es más o menos paralela a la Sierra La Libertad.

#### 1.3 Hipótesis

Las rocas plutónicas y sus encajonantes definen dos ambientes de emplazamiento que contrastan por su composición mineralógica y por su susceptibilidad magnética. Plutones contemporáneos a la acreción tectónica, y emplazados en la zona de sutura durante el Cretácico Tardío, deben tener firmas físicas que pueden describir la forma de emplazamiento de plutones bajo condiciones dinámicas.



**Figura 4.** a) Mapa geológico del cinturón batolítico peninsular (CBP) mostrando los terrenos tectonoestratigráficos generalizados modificado de Contreras-López et al. (2018); b) Mapa geológico de la región meridional del CBP mostrando las rocas intrusivas del Cretácico y las secuencias encajonantes (modificado de Contreras-López et al., 2018 y 2020), la línea negra discontinua es la línea magnetita-ilmenita de Gastil et al. (1990) y las líneas blancas discontinuas es la división de los terrenos tectonoestratigráficos (Contreras-López et al., 2018). Plutones: GM=Granitoide milonitizado, PCO=Compostela, PEP=El Paraíso, PLP=La Primavera, PSP=San Pedro y PSB=San Borja. El rectángulo negro encierra el área de estudio.

#### 1.4 Objetivos

#### 1.4.1 General

Describir a partir del análisis petrográfico, estructural y aeromagnetométrico, la composición mineralógica, estructuras y forma de las rocas plutónicas y sus encajonantes metamórficas en el área comprendida entre la sierra Venecas (rancho San Pedro), plutón de sierra La Libertad y margen oriental del plutón La Primavera, entre el rancho Agua de Higuera y la misión de San Borja, para definir la distribución de las rocas encajonantes, así como la geometría de los intrusivos y proponer su forma de emplazamiento.

#### 1.4.2 Específicos

- 1) Identificar rasgos estructurales como foliación magmática y metamórfica, lineación mineral, planos de diques y cizallas que permitan develar la forma de emplazamiento de los plutones.
- Clasificar petrográficamente las rocas plutónicas y sus encajonantes a partir de muestras representativas.
- Generar un mapa geológico-estructural, para ilustrar las principales estructuras y unidades geológicas que afloran en el área de estudio.
- 4) Correlacionar la composición de las rocas plutónicas y sus encajonantes con los datos aeromagnéticos y de susceptibilidad magnética.
- 5) Identificar dominios y lineamientos aeromagnéticos asociados a unidades geológicas, contactos litológicos, fallas y/o fracturas.
- 6) Elaborar un modelo de la geometría de los cuerpos intrusivos a profundidad a partir del análisis aeromagnético.

En este capítulo se describe la metodología utilizada durante el trabajo de campo, laboratorio y gabinete para alcanzar los objetivos mencionados en el capítulo introductorio (Capítulo 1). Enfatizando en la elaboración del mapa geológico, los criterios seguidos para la toma de las muestras y datos estructurales, la descripción petrográfica y estructural, así como la metodología para el análisis de los datos aeromagnéticos. A continuación, se explican las diversas actividades realizadas, estableciendo las bases para abordar el capítulo de resultados (Capítulo 3).

### 2.1 Trabajo de campo y cartografía geológica

El trabajo de campo se realizó durante dos visitas al área de estudio y la ubicación de los sitios de muestreo se obtuvo con un GPS Garmin<sup>®</sup>. La cartografía geológica con fines estructurales (foliaciones magmáticas y metamórficas, lineaciones minerales y estrías de falla) se llevó a cabo en los plutones y rocas encajonantes metamórficas a las que se tuvo acceso (San Borja, San Pedro, carretera Punta Prieta, Bahía de los Ángeles, zona de Agua Amarga-Agua de Higuera). En cada uno de los afloramientos se midieron los rasgos estructurales con una brújula Brunton<sup>®</sup> siguiendo la regla de la mano derecha, de las que se obtuvieron más de cinco mediciones. Los rasgos estructurales medidos fueron rumbo y echado de las foliaciones magmática y metamórfica, lineaciones minerales, planos de diques y estrías de falla. Mientras que las muestras colectadas con fines petrográficos, tanto de los plutones como de la roca encajonante, fueron muestras frescas y representativas de cada afloramiento. Además, se colectaron muestras de algunos diques representativos y se midieron por lo menos diez datos de susceptibilidad magnética *K*'s in situ en rocas plutónicas, encajonantes y diques aflorantes utilizando un susceptibilímetro portátil digital Terraplus KT-10R Plus.

El mapa geológico del área de estudio con las rocas plutónicas y encajonantes del CBP en la porción meridional cubre un área de ~2,892 km<sup>2</sup>. Dicho mapa se realizó con el sistema de información geográfica (SIG) QGIS 3.14.16 y Google Earth Pro, utilizando como base 8 cartas geológicas a escala 1:50,000 del INEGI. Las cartas geológicas utilizadas fueron: H12C41 (Valle Agua Marga); H12C51 (Agua de Higuera); H12C52 (Bahía de los Ángeles); H12C61 (San Borja); H12C62 (Los Paredones); H12C63 (Valle San Rafael); H12C72 (Los Tepetates) y H12C73 (El Progreso). Mediante imágenes tomadas de Google Earth Pro e imágenes

satelitales se realizó la identificación de los contactos litológicos y lineamientos estructurales, para afinar la cartografía geológica existente. Además, se modificaron algunas líneas de contacto litológicas tomando en cuenta las observaciones realizadas en el campo y los análisis petrográficos. La información recabada se integró en un nuevo mapa geológico.

#### 2.2 Análisis petrográfico

Durante el trabajo de campo se colectaron 46 muestras de roca representativas, tanto de la unidad plutónica como la encajonante, de las cuales se realizaron láminas delgadas para su descripción al microscopio. Las láminas delgadas se elaboraron en el Laboratorio de Preparación de Rocas y Minerales de la División de Ciencias de la Tierra (CT) del CICESE. El procedimiento consistió en cortar la muestra y formar un prisma rectangular de 20 x 40 x 20 mm. Después de diversos procedimientos el espesor se reduce a 30 micras para lograr la transmisión de la luz deseada. En su mayoría, los cortes en las muestras fueron paralelas a la foliación de la roca. El análisis petrográfico se llevó a cabo con un microscopio OLYMPUS BX60 en el Laboratorio de Petrografía de la División de CT del CICESE, del que se obtuvo la clasificación mineralógica de las unidades plutónicas y metamórficas, y se hizo una descripción de las características texturales y de las alteraciones presentes.

#### 2.3 Análisis estructural

Para la interpretación estructural, los datos obtenidos fueron discriminados de acuerdo a la litología y separados por zonas. Estos datos se graficaron y analizaron en proyecciones estereográficas en el programa Stereonet 9.6.0 (Allmendinger et al., 2013; Cardozo y Allmendinger, 2013), que representa tridimensionalmente las estructuras geológicas. Los resultados se graficaron como polos de los planos estructurales en el hemisferio inferior de la proyección de Schmidt. Posteriormente se realizó un análisis estadístico (Cylindrical Best Fit) de los polos para conseguir la orientación de un plano geométrico que minimice la desviación de los datos. El análisis cinemático se efectuó con el programa FaultKin Win Ver. 5.6.3 (Allmendinger, 2012) para obtener la solución cinemática y la orientación de los ejes de máxima compresión (σ1) por medio de la distribución estadística Bingham.

#### 2.4 Análisis aeromagnético

El estudio aeromagnético aquí reportado consistió en el procesamiento, análisis e interpretación de datos digitales de las cartas H12-7, H12-10, H11-9 y H11 -12 del Servicio Geológico Mexicano (SGM) de un área de 8,156 km<sup>2</sup> aproximadamente. Los valores de sus elementos para el año (2000) en que se realizó el vuelo son: Intensidad total para el área fue de (T) = 45968 nT; Declinación (D) = 11° 22′; e Inclinación (I) = 54° 40′. La información digital que obtuvo el SGM al realizar el levantamiento aeromagnético fue la del Campo Magnético Total (CMT), a cuya información se le ha corregido por variación diurna y se le ha restado el Campo de Referencia Geomagnético Internacional (IGRF) considerando su posición geográfica y la fecha del levantamiento. La altura de vuelo fue de 300 m. Dicho campo se puede comparar directamente con el magnetismo producido por las estructuras y los cuerpos geológicos de la zona, teniendo así un primer acercamiento a nuestra área de estudio. Estos procesos fueron realizados por el SGM.

Los procesos posteriores que se realizaron a los datos fueron la reducción al polo (RP) y la primera derivada vertical (1aDz). El mapa del Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP) se tomó como base para generar el mapa de la primera derivada vertical. Los datos fueron procesados mediante el software Oasis-Montaj de Geosoft y se graficaron con ayuda del software Surpher 16 con el método de interpolación Kriging. Una de las ventajas de trabajar con el CMRP es que las anomalías magnéticas se sitúan sobre las fuentes que las causan. Se hace el símil a través de un filtro matemático (Baranov y Naudy, 1964) de trasladar nuestra zona de trabajo al polo norte en donde la inclinación del campo magnético es vertical. Mientras que el filtro de la derivada vertical del campo magnético (Henderson y Zietz, 1949) se utiliza principalmente para resaltar contactos horizontales y resaltar la respuesta de pequeños cuerpos someros. El modelado inverso tridimensional se generó con el algoritmo de Carrillo-López et al. (2021) basado en las ecuaciones de Bhattacharyya (1964). A partir de este modelado se extrajeron secciones transversales con el fin de observar la geometría a profundidad de los cuerpos plutónicos, así como las estructuras principales de las formaciones geológicas.

En este capítulo se presenta una descripción de las rocas plutónicas y sus encajonantes metamórficas que afloran en la parte sur y norte del área de estudio, así como sus relaciones de campo y análisis petrográfico.



**Figura 5.** a) Mapa litológico del sur del Cinturón Batolítico Peninsular indicando las rocas plutónicas y encajonantes y b) mapa geológico de la zona sur del área de estudio (cuadro azul en a) indicando la localización de los sitios de muestreo para petrografía. Localidades: LF=Las Flores, R3A=Rancho Las 3A, SG=San Gregorio, SP=San Pedro. Plutones: GM=Granitoide milonitizado, PCO=Compostela, PEP=El Paraíso, PLP=La Primavera, PSB=San Borja y PSP=San Pedro. El rectángulo negro encierra el área de estudio.

#### 3.1 Litología y petrografía

#### 3.1.1. Rocas encajonantes de la zona sur

Las rocas encajonantes que afloran en el arroyo San Pedro y en el rancho Las 3A son principalmente paragneises de posible edad Paleozoica por su correlación con el Grupo Canal de Ballenas en Bahía de los Ángeles (Campbell y Crocker, 1993; Figura 5b). Las rocas metamórficas de este sector son esquistos pelíticos-samíticos interestratificados, metamorfizados en facies de anfibolita, muy deformados y foliados (Figura 6a y d). Presentan una estructura esquistosa a gnéisica con orientación preferencial de los constituyentes micáceos (biotita y muscovita) y cuarzo elongado, cuya foliación suele ser penetrativa y paralela a la estratificación (Figura 6d y e). Se caracterizan por presentar una textura porfidoblástica con matriz granolepidoblástica y por lo general son rocas inequigranulares con tamaño de grano que varía de fino a grueso. La secuencia metamórfica está intrusionada por el plutón San Pedro. En los esquistos se observaron leucosomas con espesores milimétricos a centimétricos, mineralógicamente compuestos por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Los leucosomas están rodeados comúnmente por melanosomas milimétricos compuestos principalmente de biotita, ambos son concordantes a la foliación y en algunas ocasiones se encuentran localmente discordantes y plegados (figura 6b y c). También es posible observar cristales de andalucita (entre 10 y 15 cm de longitud) elongados en sentido de la foliación (Figura 6f).



**Figura 6.** a) Vista panorámica del paragneis sobre el arroyo San Pedro; b) paragneis con leucosoma y melanosoma concordantes con la foliación; c) Paragneis con leucosoma que corta a la foliación; d) vista panorámica de paragneis con estratificación laminar sin migmatización; e) acercamiento a la Figura d; f) Esquisto de Bt + Ms + And + Sill deformado, donde los cristales de andalucita llegan a medir entre 10 y 15 cm.



**Figura 7.** Fotomicrografías de la roca encajonante del plutón San Pedro en luz polarizada y luz plana respectivamente: a) y b) Paragénesis de esquisto de And + Sill (muestra 2-XI-20); c) y d) Paragénesis de esquisto de St + Sill (muestra 8-XI-20); e) y f) Paragénesis de esquisto de Sill + Grt (muestra 9-XI-20). Abreviaturas: And=andalucita, Bt=biotita, Grt=granate, Sill=sillimanita y St=estaurolita.

El análisis petrográfico de la secuencia metamórfica se realizó en siete láminas delgadas. Composicionalmente estos metasedimentos pelítico-samíticos presentan la siguiente asociación mineral: cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita, andalucita, sillimanita, feldespato potásico (pertítico), granate y estaurolita (Figura 7). Petrográficamente muestran una foliación S<sub>1</sub> definida por biotita, muscovita, sillimanita y cuarzo elongado, la cual comúnmente aparece crenulada (S<sub>2</sub>) y, en ocasiones, es posible observar micas reorientadas por una tercera foliación S<sub>3</sub> perpendicular a las dos anteriores. Al microscopio la plagioclasa se observa en cristales anhedrales con maclado polisintético y textura mirmequítica. Los cristales de cuarzo son anhedrales y dominantes en la matriz. El metamorfismo ha dado lugar a una importante recristalización y a la generación de vetillas de microlitos de cuarzo y feldespato que le dan un carácter distintivo a la roca. La biotita es subhedral pleocroica del castaño oscuro al castaño amarillento que también se presenta en tonalidades verdes y marrón. En un paragneis (1-XI-20) se identificó biotita cloritizada. En una proporción menor se encuentra muscovita, la cual se rompe para formar sillimanita. La sillimanita tiene hábito prismático o fibroso, paralelo a las foliaciones S<sub>1</sub> y S<sub>2</sub>, está asociada a la biotita y en algunos esquistos a cristales anhedrales de andalucita. Los porfidoblastos de andalucita están fracturados y elongados paralelos a la foliación S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub>. La continuidad de la foliación S<sub>2</sub> en los cristales de andalucita, así como los cristales subhedrales a euhedrales de granate y estaurolita respecto a S<sub>1</sub>, sugieren un crecimiento pre-tectónico. Por último, el feldespato potásico, a veces no observable, es un mineral escaso en el área estudiada y puede encontrarse como pertita en flamas. Los minerales accesorios comunes son: opacos, apatita, circón y titanita. En la Tabla 3 de anexos se muestra la síntesis petrográfica de esta unidad metamórfica.

En el mismo arroyo aflora una serie de diques subverticales de micro-cuarzodiorita (muestra 22-X-12) cuyos espesores aproximados son de 2 m emplazados perpendicularmente a la orientación de la foliación de la secuencia metamórfica (Figura 8b; Torres-Carrillo, 2016). También se observaron diques máficos y félsicos, hasta de 50 cm de espesor aproximadamente, paralelos y oblicuos a la secuencia metamórfica (Figura 8c-e), los cuales están deformados conjuntamente con la roca encajonante paleozoica (?). Los análisis petrográficos de los diques se incluyeron en el diagrama QAP de la Figura 9. Localmente, algunos de estos diques están cortados por otros pequeños diques pegmatíticos de cuarzo, plagioclasa y turmalina, posiblemente asociados con el plutón San Pedro (Figura 8d-f).

Se tomaron cuatro muestras representativas de los diques que se emplazan en los paragneises sobre el mismo arroyo los cuales, de acuerdo con el diagrama QAP de la Figura 9, se clasificaron como diques cuarzodioríticos (6a-XI-20 y 6b-XI-20) y granodioríticos (10-XI-20). Los cuarzodioríticos tienen una textura hipidiomórfica con tamaño de grano que varía de fino a grueso, se encuentran deformados y foliados paralelos a la roca encajonante, por lo que se interpreta que son "sills" por su textura más gruesa que la de las lavas (Figura 8d). Presentan abundantes fenocristales de plagioclasa, con maclas polisintéticas, los núcleos están alterados a sericita y comúnmente zonados. También se observan fenocristales de cuarzo anhedral y cristales de biotita con forma laminar con microplegamiento. Los minerales accesorios son opacos.



**Figura 8.** Cuerpos intrusivos en el arroyo San Pedro: a) Enclave máfico en el plutón granodiorítico San Pedro (105 Ma no deformado) con planos de cizalla rellenas de sílice desplazados en sentido lateral izquierdo; b) Dique de cuarzodiorita (posible borde oriental de Alisitos pre ~105 de San Pedro) emplazado perpendicularmente a la foliación de la secuencia metamórfica (tomado de Torres-Carrillo, 2016); c) Diques félsicos y máficos plegados (posible borde oriental de Alisitos pre ~105 de San Pedro) emplazado perpendicularmente a la foliación de la secuencia metamórfica (tomado de Torres-Carrillo, 2016); c) Diques félsicos y máficos plegados (posible borde oriental de Alisitos pre ~105 de San Pedro); d) Dique o dique estrato (*sill*) de cuarzodiorita de Bt (muestra 6a y 6B-XI-20) del Paleozoico y por lo tanto es similar a descripciones del Grupo Las Ballenas deformado simultáneamente con los esquistos de And + Sill; e) Dique pegmatítico asociado con el plutón San Pedro (105 Ma) cortando al sill de la fotografía anterior; f) Dique granodiorítico de Bt (muestra 10-XI-20) deformado junto con la roca encajonante (posible borde oriental de Alisitos pre ~105 de San Pedro); el dique pegmatítico asociado con el plutón San Pedro (105 Ma) cortando al sill con con la roca encajonante (posible borde oriental de Alisitos pre ~105 de San Pedro); el dique pegmatítico asociado con el plutón San Pedro (105 Ma) cortando al sillo con con la roca encajonante (posible borde oriental de Alisitos pre ~105 de San Pedro); el dique pegmatítico asociado con el plutón San Pedro (105 Ma) cortando al dique de granodiorita.

El dique granodiorítico de grano medio a grueso (Figura 8h) tiene una textura alotriomórfica y los minerales constituyentes son plagioclasa, cuarzo, biotita, muscovita y feldespato potásico. A diferencia del sill anterior, este dique paralelo a la foliación S<sub>1</sub> de la roca encajonante no está deformado. La plagioclasa es subhedral a anhedral, con maclas de albita, alteración en los núcleos a sericita y ligeramente zonadas. El cuarzo es anhedral con contactos suturados, mientras que el feldespato potásico corresponde a microclina y pertita. Las micas anhedrales a subhedrales son pleocroicas de marrón a marrón verdoso. Los minerales accesorios en esta roca son apatita y opacos (Tabla 4 en Anexos).

La muestra 11-XI-20 del dique de la fotografía de la Figura 8c, se clasificó petrográficamente como un esquisto de sillimanita, metamorfizado en facies de anfibolita con paragénesis de cuarzo + biotita + sillimanita + muscovita ± plagioclasa ± feldespato potásico (Tabla 1 Anexos). Considerando la deformación como criterio temporal, es probable que los diques sin deformación pertenezcan a las secuencias del arco

Alisitos, mientras que los deformados cumplen con las descripciones de Campbell y Crocker (1993) para algunas secuencias del Grupo Ballenas.

Las unidades metamorfizadas en facies de anfibolita cuyos protolitos son sedimentarios también han sido documentadas en la sierra Calamajué, aproximadamente 150 km al norte del área estudiada. En dicha sierra y 12 km al noreste de la misma, los circones de una cuarcita de grano medio y grueso respectivamente arrojan una edad de depositación ordovícica (U-Pb; Alsleben et al., 2012) y el contenido fósil de la secuencia metasedimentaria y volcánica del Grupo Canal de Ballenas al norte de Bahía de los Ángeles indican una edad devónica (Campbell y Crocker, 1993). Por correlación con las secuencias en la sierra de Calamajué (Alsleben et al., 2012) y al Grupo Canal de Ballenas (Campbell y Crocker, 1993), esta secuencia metamórfica se ha interpretado como de plataforma y talud.

Al suroeste del plutón San Borja, afloran depósitos turbidíticos de talud con fragmentos de lavas y calizas. Estos depósitos presentan una foliación casi horizontal, con una estratificación orientada E-W, así como fallas inversas y pliegues recostados (Torres-Carrillo, 2016). Al norte del mismo plutón afloran metasamitas de muscovita de grano fino a medio intrusionadas por diques graníticos paralelos a la foliación con una orientación hacia el NW, así como ortogneises y paragneises con bandas de cuarzo y sericita que alterna con bandas graníticas de plagioclasa, cuarzo y biotita. Ambos gneises presentan una foliación paralela a las metasamitas (Avilez-Serrano, 2012). Probablemente estas rocas metamórficas, tanto por su ubicación como su composición pertenezcan a la secuencia paleozoica de afinidad continental antes descrita.

Al noreste del plutón El Paraíso la roca encajonante es un esquisto de clorita y muscovita (metapelita) que se interpreta como un colgante, del cual se fecharon circones (U-Pb) indicando una edad máxima de depósito de 200 Ma (Torres-Carrillo, 2016). Al oeste del plutón Compostela las rocas metamórficas son volcánicas y volcaniclásticas metamorfizadas en facies de esquistos verdes consideradas de edad Jurásico. En esa zona la secuencia metamórfica está ligeramente plegada y cortada por diques de tonalita de 1 a 2 m de espesor (Peña-Alonso et. al, 2012 y 2015). En la porción oriental del mismo plutón la roca encajonante es similar a las metasamitas observadas cerca del plutón El Paraíso reportadas por Avilez Serrano (2012). Es probable que el plutón Compostela se haya emplazado en una corteza transicional relacionada al arco Jurásico-Cretácico al oeste y de margen continental Paleozoico al este (Torres-Carrillo et al., 2016).

#### 3.1.2. Rocas plutónicas de la zona sur

Para la caracterización petrográfica se analizaron tres láminas delgadas al microscopio del plutón San Borja y se compilaron veinte descripciones de los trabajos de Avilez Serrano (2012) y Torres Carrillo (2016) de los plutones San Pedro, El Paraíso, Compostela y San Borja, conservando la clasificación y los porcentajes de los trabajos originales. Los datos para cada plutón se grafican en el diagrama QAP de Le Maitre (2002) de las Figuras 9, 10, 11 y 12.

#### 3.1.2.a. Plutón San Pedro

El plutón San Pedro es un intrusivo de composición granodiorítica-granítica cuya edad es de 104.8 ± 2.5 Ma (U-Pb en circón, muestra 7-X-12; Torres Carrillo, 2016). Dicho plutón está elongado en dirección NW-SE y aflora en un área de 26 km<sup>2</sup>. Gran parte del intrusivo está cubierto por tobas riolíticas, derrames basálticos y depósitos de lahares.

Según los análisis modales las muestras grafican en una tendencia que sigue los campos de la cuarzodiorita, granodiorita y granito (Figura 9). Localmente, se observan pegmatitas asociadas con el plutón, las cuales contienen turmalina, muscovita y granate con tamaños de hasta 3 mm. Además la unidad granítica está cortada por diques afaníticos de la misma composición y se pueden observar planos de cizalla con desplazamiento lateral izquierdo rellenos de sílice (Figura 8a). Localmente, cerca del plutón San Pedro, a lo largo del arroyo del mismo nombre, se observa que la unidad granodiorítica permea de manera paralela a la foliación S<sub>0</sub> de la roca encajonante (Torres-Carrillo, 2016).

Torres-Carrillo (2016) describe que a escala microscópica los granitos de biotita-muscovita (7-X-12) exhiben una textura holocristalina seriada. Composicionalmente están formados por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita y muscovita. El feldespato potásico es el mineral más abundante (~44%) encontrándose cristales con texturas micrográficas. Los cristales de plagioclasa son oligoclasa subhedral, con maclas polisintéticas y alteración a sericita en los núcleos. La plagioclasa en los granitos alcanza ~23%, mientras que el cuarzo se concentra en ~18%. La biotita y la muscovita se encuentran en proporciones de ~11% y ~5%, respectivamente. Como accesorios figuran apatita, circón, titanita y opacos (Torres-Carrillo, 2016).



**Figura 9.** a) Clasificación modal de ocho muestras del plutón San Pedro en el diagrama QAP (Le Maitre, 2002), b) proporciones mineralógicas y c) fotomicrografía representativa de uno de los diques cuarzodioríticos. Abreviaturas: Bt=biotita, Pl=plagioclasa y Qz=cuarzo. El subíndice *a* indica que la muestra fue tomada de Torres-Carrillo (2016).

#### 3.1.2.b. Plutón El Paraíso

El plutón El Paraíso fue descrito por Avilez Serrano (2012), como un cuerpo félsico de composición tonalítica elongado en dirección NE-SW, el cual cubre un área de aproximadamente 40 km<sup>2</sup>. En su mayor parte el intrusivo está cubierto por tobas riolíticas, basaltos y brechas volcánicas neogénicas.

Con base al análisis modal de tres muestras, su composición varía de cuarzodiorita a tonalita (Figura 10). A escala macroscópica la tonalita de biotita de grano grueso (muestra 15-X-09) es un cuerpo amplio con una foliación magmática bien definida, con bandas ricas en biotita (hasta 80%) y cristales de magnetita alterados diseminados en la roca. En la zona del cañón El Paraíso la tonalita de biotita está cortada por diques de cuarzodiorita de biotita de grano fino con esfena (muestra 16-X-09), y a su vez, ambas rocas están cortadas por un dique de tonalita de biotita de grano medio (muestra 17-X -09), con cristales de esfena y magnetita. A pesar del contenido de óxidos de Fe-Ti diseminados, las muestras no son magnéticas probablemente porque los minerales magnéticos están alterados. Bajo el microscopio petrográfico presentan una textura seriada y los minerales principales son plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y hornblenda. Los cristales de plagioclasa son de andesina en las tres muestras (entre 52 y 58%), el
mineral máfico más abundante es la biotita con concentraciones entre 23 y 27%, mientras que la hornblenda es menor al 5%. Como accesorios aparecen la esfena (solo en la muestra 17-X-09) y opacos (Avilez-Serrano, 2012).



**Figura 10.** a) Clasificación modal de tres muestras del plutón El Paraíso en el diagrama QAP (Le Maitre, 2002) y b) proporciones mineralógicas. El subíndice *b* indica que la muestra fue tomada de Avilez-Serrano (2012).

# 3.1.2.c. Plutón Compostela

El plutón Compostela de composición tonalítica tiene una edad de 97.3 ± 1.5 Ma (U-Pb en circón, muestra 1-VI-12; Torres-Carrillo et al., 2016). Este cuerpo intrusivo está elongado ligeramente hacia el NE, aflora en un área de aproximadamente 100 km<sup>2</sup> y está cubierto en su mayor parte por derrames basálticos neogénicos asociados al campo volcánico San Borja (Torres-Carrillo et al., 2016). Las muestras analizadas grafican en los campos de la cuarzodiorita, tonalita y granodiorita (Figura 11). En general, el intrusivo es dominantemente tonalítico de biotita de grano grueso, cuya foliación magmática está definida por la biotita. El contenido de óxidos de Fe-Ti, es bajo, así como la susceptibilidad magnética. Es común observar enclaves elongados con textura afanítica paralelos a la dirección del flujo magmático (Torres-Carrillo, 2016).

Torres-Carrillo (2016) describe que a escala microscópica las muestras 1-VI-12 y 2-VI-12 tienen una textura holocristalina seriada. Los minerales principales son plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda y feldespato potásico. Los de plagioclasa varían entre andesina y oligoclasa (~66%) y muestran maclas polisintéticas y algunas están sericitizadas en los núcleos. La abundancia del cuarzo varía entre el 11 y el 18%. La biotita es subhedral con abundancias entre 9 y 11%, luce ligeramente alterada y son comunes las inclusiones de circones. La hornblenda presenta formas euhedrales a subhedrales y tiene una abundancia que promedia el 7%. El feldespato potásico alcanza concentraciones hasta del 10% y son características las texturas gráficas. Los minerales accesorios son circón, titanita y opacos (principalmente ilmenita).



**Figura 11.** a) Clasificación de diez muestras del plutón Compostela en el diagrama QAP de Le Maitre (2002) y b) proporciones mineralógicas. El subíndice *a* indica que la muestra fue tomada de Torres-Carrillo (2016) y el subíndice *b* de Avilez-Serrano (2012).

Las muestras 13, 15, 16, 17, 18 y 19-VI-10, así como COM5 y COM7 presentan textura seriada. Su mineralogía está definida por plagioclasa, biotita, cuarzo, hornblenda y feldespato potásico. Los cristales de plagioclasa subhedrales son de andesina-oligoclasa en una proporción de 20 hasta 74% con macla tipo Carlsbad y polisintética, están comúnmente zonados y con sericitización en los núcleos (Avilez Serrano, 2012). El mineral máfico más abundante es la biotita (~25%) con formas subhedrales y anhedrales, fracturas y alteraciones en los bordes. La hornblenda está ausente en la mayoría de las muestras y, cuando

está presente, se observa en cristales pequeños. El feldespato potásico se presenta solo en las muestras 16, 17 y 18-VI-10 y COM-5, con abundancias que van desde 2 al 9% siendo distinguibles por el desarrollo de texturas gráficas y el aspecto moteado de los cristales. Además, es común que haya inclusiones de titanita, biotita, circón, apatita y opacos principalmente en plagioclasas y biotitas. Como minerales accesorios figuran el circón, apatita y titanita. En la muestra 19-VI-10 no se observa esfena y contiene muscovita (Avilez-Serrano, 2012; Torres-Carrillo, 2016).

# 3.1.2.d. Plutón San Borja

Según Avilez Serrano (2012), en su parte media y extremo occidental de la sierra La Libertad cuya terminación hacia el oriente está marcada por el escarpe del Golfo, a la latitud de la misión de San Borja. El plutón San Borja es un cuerpo elongado en dirección NE que cubre un área de aproximadamente 157 km<sup>2</sup>. Intrusiona a rocas metamórficas indiferenciadas, presumiblemente paleozoicas, y está cubierto principalmente por ignimbritas y derrames basáltico-andesíticos del Mioceno, mientras que hacia el este está parcialmente cubierto por sedimentos principalmente cuaternarios.

En el diagrama QAP, en donde muestran una tendencia lineal, grafican en los campos de la tonalita y granodiorita (Figura 12). En el sector oeste la tonalita (muestra 22-VI-08) tiene una foliación bien definida hacia el NE. Está cortado por diques félsicos de grano fino con foliación persistente asociada con una cizalla de empuje vertical que afecta tanto a la roca intrusiva como al dique. Además se observan diques graníticos de 30 a 50 m de espesor cortando a la roca encajonante.

Avilez Serrano (2012) describe que, al microscopio la tonalita muestra una textura anisotrópica seriada, donde la plagioclasa es andesina-oligoclasa (50%) con sericitización incipiente en los núcleos; algunos cristales están ligeramente deformados. Hay recristalización de cuarzo, el cual alcanza hasta el 15%. La hornblenda y la biotita son omnipresentes, en proporciones de 5 y 29%, respectivamente. Cuando está presente, el feldespato potásico alcanza el 1%. Entre los minerales accesorios se encuentran los opacos, como la ilmenita, por lo que las rocas en este sector no son magnéticas (Avilez Serrano, 2012).

Del lado este de la sierra La Libertad, en el escarpe del Golfo, se tomaron tres muestras que pueden ser representativas pues el plutón es bastante homogéneo composicionalmente (muestras 12 y 13-XI-20 y 28-IV-21). En el diagrama QAP grafican en el campo de la granodiorita (Figura 12, Tabla 4). A escala

microscópica su textura es alotriomórfica y los minerales constituyentes son plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y hornblenda. El mineral más abundante es la oligoclasa en cristales euhedrales a subhedrales comúnmente zonados, con maclado polisintético con sericitización selectiva. Algunos cristales de plagioclasa desarrollan texturas mirmequíticas en el borde. El cuarzo es anhedral deformado según su extinción ondulante y bordes suturados. El feldespato potásico (microclina) es anhedral en contacto con plagioclasa y cuarzo. La biotita es el mineral máfico más abundante y se presenta en cristales tabulares anhedrales pleocroicos castaño oscuro a castaño claro con inclusiones de apatita prismática y en los bordes hay desarrollo de agregados de titanita. En una proporción mucho menor se encuentra la hornblenda anhedral pleocroica del verde al verde oscuro y el ortopiroxeno (sólo en la muestra 12-XI-20, Figura 12c) en cristales subhedral, apatita, circón y opacos. La muscovita se observó solo en la muestra 13-XI-20 en cristales laminares y sobre los planos de exfoliación de la biotita. Además se observan fracturas rellenas de calcita hidrotermal (?) y crecimiento secundario de la muscovita. La hornblenda en esta muestra está alterada y, en ocasiones están intercrecidos con la muscovita y la biotita que puede mostrar alteración incipiente a clorita.



**Figura 12.** Análisis de las muestras del plutón San Borja. a) Diagrama de clasificación QAP (Le Maitre, 2002) de cuatro muestras del margen este y oeste de la sierra La Libertad, b) proporciones mineralógicas y c) fotomicrografías de la granodiorita de Bt. Abreviaturas: Bt=biotita, Hbl=hornblenda, Opx= ortopiroxeno, Pl=plagioclasa y Qz=cuarzo. El subíndice *b* indica que la tonalita fue tomada de Avilez Serrano (2012).



**Figura 13.** a) Mapa litológico del sur del Cinturón Batolítico Peninsular indicando las rocas plutónicas y encajonantes y b) Mapa geológico de la zona norte del área de estudio (cuadro azul en a) indicando la localización de los sitios de muestreo para petrografía. Las muestras con terminación en 19 son de Ávila Ortiz (2021). Localidades: AH=Agua de Higuera, BA=Bahía de los Ángeles, LF=Las Flores, SB=San Borja, SG=San Gregorio y SI=San Ildefonso. Plutones: GM=Granitoides milonitizados, PCO=Compostela, PEP=El Paraíso, PLP=La Primavera, PSB=San Borja y PSP=San Pedro.

# 3.1.3. Rocas encajonantes de la zona norte

Las rocas que encajonan al intrusivo félsico las cuales afloran inmediatamente al este del plutón La Primavera, cuyos sitios de muestreo se presentan en la Figura 13 (muestras 3 y 4-XI-19, 16 y 17-XI-20), son

principalmente metalavas de posible composición andesítica las cuales, de acuerdo con Ávila Ortiz (2021) y lo que se desprende de este estudio, están metamorfizadas en facies de esquistos verdes. Las mejores exposiciones se observan en la región del rancho Agua de Higuera (Figura 14 y 15). Estas unidades también pueden encontrarse como colgantes en la porción centro y occidente del plutón La Primavera (Ávila Ortiz, 2021). Al este del plutón afloran metalavas con fábricas protomiloníticas (muestras 3-XI-19 y 4-XI-19; en Ávila Ortiz, 2021). La autora reporta que los minerales principales de estos esquistos son cuarzo, biotita, clorita y epidota, con fenocristales de hornblenda y plagioclasa anhedrales a subhedrales cuyo tamaño varía de grano fino a medio, los cuales están deformados, fracturados y zonados. En el afloramiento amplio de granitoides milonitizados en el borde este del plutón La Primavera afloran metalavas (Figura 15a, muestra 17-XI-20; Tabla 3 Anexos). Estas metalavas están ligeramente foliadas y su textura porfirítica relicta muestra hornblenda y plagioclasa, mientras que la epidota y biotita se encuentran en la matriz. Al microscopio, la hornblenda se observa en cristales anhedrales a subhedrales prismáticos pleocroicos del verde al verde amarillento claro y frecuentemente maclados. En el borde de estos cristales es común encontrar titanita y epidota (Figura 14a). Los cristales de biotita tienen hábito laminar y son menos abundantes. Los fenocristales de plagioclasa son anhedrales con macla de albita y los minerales accesorios son apatita, titanita y opacos. Las rocas al norte del plutón La Primavera son metasamitas y metalavas, las cuales están deformadas e intrusionadas por diques máficos y félsicos metamorfizados dispuestos paralelos a la foliación. El análisis al microscopio de un dique andesítico (muestra 21-XI-20, Tabla 3 Anexos) presenta una asociación mineral compuesta por clorita, epidota, cuarzo, característicos de facies de esquistos verdes, con plagioclasa relicta.

La secuencia volcanosedimentaria que encajona a los granitoides deformados aflora ampliamente en la sierra Cinta de la Cantera (Figura 13). La roca encajonante en la zona entre Agua de Higuera y el rancho San Ildefonso (AH y SI en la Figura 13, respectivamente), está formada principalmente por depósitos sedimentarios interestratificados con lavas andesíticas (Figura 15a), areniscas finas (Figura 15f) y depósitos volcaniclásticos (Figura 15c-e). La secuencia volcaniclástica principalmente presenta una estructura esquistosa y foliada. Del estudio microscópico se clasifican las muestras como esquistos cuarzofeldespáticos metamorfizados en facies de esquistos verdes (Figura 14b-f; muestras 23 a 28-XI-20, 1 a 3-IV-21 y 5-IV-21). Estas sucesiones desarrollan una foliación metamórfica penetrativa S<sub>1</sub> con orientación preferencial de muscovita, plagioclasa y cuarzo elongado, el cual comúnmente se observa crenulado (S<sub>2</sub>). Se caracterizan por presentar una textura granoporfidoblástica con matriz criptocristalina y tamaño de grano que varía de fino a medio. La asociación mineral dominante está compuesta por muscovita, clorita, calcita, cuarzo y plagioclasa, con menores proporciones de biotita y feldespato potásico. Los minerales accesorios son titanita euhedral y minerales opacos. Los constituyentes micáceos y la calcita

se concentran mayormente en los dominios de clivaje y esquistosidad (foliaciones S<sub>1</sub> y S<sub>2</sub>), mientras que el cuarzo y la plagioclasa se observan como porfidoblastos y en microlitones. En algunas muestras los cristales de plagioclasa son oblicuos a la foliación y, la calcita, rellena delgadas fracturas y oquedades. Además, se observaron cristales de plagioclasa microplegados, micas ligeramente microplegadas y listones de cuarzo crenulados, con bordes suturados y extinción ondulante.

Sobre la carretera federal, en el borde oeste del Valle de Agua Amarga (Figura 13), aflora una secuencia de sedimentos samíticos intercalados con lavas de composición intermedia y rocas clásticas metamorfizadas en facies de esquistos verdes. De acuerdo con la descripción de Ávila Ortiz (2021), la metalava compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y epidota presenta una textura porfirítica, con un tamaño de grano de fino a medio y ligeramente foliada (muestra 38-XI-19). La autora menciona que la metasamita compuesta por cuarzo, plagioclasa, biotita cloritizada concentrada en los planos de foliación, clorita y algunos cristales de calcita tiene una textura lepidoblástica, con un tamaño de grano fino y una foliación bien definida (muestra 2-XI-19). En ambas muestras se indica la presencia de rutilo como mineral accesorio. En este mismo sector, aflora un bloque de decenas de metros cuadrados de metacaliza incluido en tonalita milonitizada. Petrográficamente es un esquisto cuarzofeldespático milonítico con calcita, metamorfizado en facies de esquistos verdes (Figura 15g; muestra 28-XI-20; Tabla 3 Anexos), con textura granoblástica afectado por deformación dúctil-frágil atribuida al emplazamiento forzado del intrusivo milonitizado.

En el extremo oriental del mapa de la Figura 13, aflora la roca encajonante del plutón San Borja. Se compone por una secuencia de areniscas gruesas y conglomerados (Figura 15h). En la zona de muestreo W (24 a 27-IV-21) las areniscas están aparentemente interestratificados con lavas de composición intermedia. Del análisis al microscopio se clasifican estas muestras como esquistos de Grt + Bt + Ms metamorfizados en facies de anfibolita y presenta la siguiente paragénesis: cuarzo, plagioclasa, granate, biotita, muscovita y feldespato potásico (microclina), con opacos y titanita como accesorios (Figura 14g-h; muestra 25 a 27-IV-21). Se caracterizan por presentar una textura porfidogranolepidoblástica con tamaño de grano que varía de fino a grueso. Presentan una foliación penetrativa S<sub>1</sub> definida por muscovita, biotita y cuarzo elongado, la cual se observa crenulada (S<sub>2</sub>). Los cristales de cuarzo evidencian recristalización y junto con la plagioclasa se observan como porfidoblastos. Los microlitones de cuarzo fino y medio están microplegados y en ocasiones forman boudines. Los porfidoblastos de plagioclasa con maclas polisintéticas presentan texturas mirmequíticas, están alteradas a sericita en los núcleos; algunos cristales están dispuestos de forma oblicua a la foliación y deformados (cristales microplegados). La muestra 27-IV-21 (Figura 14h y Figura 15h) de un metaconglomerado con clastos volcánicos angulosos hasta de 20 cm de

longitud, contiene granate de hasta 1 cm, el cual se observa muy fracturado y en sus bordes se desarrolla biotita y muscovita. La síntesis petrográfica de estas unidades metamórficas se muestra en la Tabla 3.



**Figura 14.** Fotomicrografías en luz polarizada de las rocas encajonantes del norte del área de estudio: a) Paragénesis de esquisto de Hbl + Bt (17-XI-20); b) Esquisto cuarzofeldespático con Ms (23-XI-20); c) Esquisto cuarzofeldespático con Ms (24-XI-20); d) y e) Esquisto cuarzofeldespático con Ms + Cal (25 y 27-XI-20); f) y g) Esquisto cuarzofeldespático con Ms + Bt (26-XI-20 y 26-IV-21) y h) Esquisto de Grt + Bt en luz plana (27-IV-21). Abreviaturas: Bt=biotita, Cal=calcita, Grt=granate, Hbl=hornblenda, Ms=muscovita, Pl=plagioclasa y Qz=cuarzo.



**Figura 15.** Rocas encajonantes de la zona norte del área de estudio: a) Metalava de posible composición andesítica; b) y c) metalava deformada; d) metatoba foliada (volcaniclástico); e) metasedimentos interestratificados calcáreos con textura esquistosa; f) secuencia de rocas sedimentarias, volcánicas y volcaniclásticas interestratificadas con carbonatos y óxidos diseminados; g) secuencia de rocas sedimentarias interestratificadas (metacaliza) con foliación paralela a la estratificación y h) metaconglomerado con granates de hasta 1 cm.

### 3.1.4. Rocas plutónicas de la zona norte

Se analizaron al microscopio doce láminas delgadas de muestras de las rocas intrusivas que afloran al este del plutón La Primavera y sobre la sierra Cinta de la Cantera (Figura 13). Además, bajo la hipótesis de que estas rocas forman parte del borde oriental del plutón La Primavera, se añadieron 23 descripciones del trabajo de Ávila Ortiz (2021) de dicho plutón, conservando su clasificación y moda, según se grafican en el diagrama QAP de la Figura 16.

## 3.1.4.a. Plutón La Primavera

De acuerdo con Ávila Ortiz (2021), el plutón La Primavera es un batolito elongado en dirección NE que se extiende por aproximadamente 500 km<sup>2</sup>. Dicho plutón esta concéntricamente zonado, su núcleo es de composición diorítica y gabróica, mientras que sus márgenes de composición tonalítica a granítica están intensamente deformados. Las relaciones de campo indican que las rocas más antiguas son las gabróicas y dioríticas. Se observa en el diagrama QAP de la Figura 16 que cuando las muestras alcanzan aproximadamente la parte media del campo de la tonalita hay una inflexión en la tendencia hacia el campo de la granodiorita y el granito. Ávila Ortiz (2021) menciona que prácticamente todas las rocas con enriquecimiento en feldespato potásico son diques.



**Figura 16.** a) Diagrama QAP de clasificación de rocas plutónicas (Le Maitre, 2002) de 23 muestras del plutón La Primavera y b) proporciones mineralógicas. El subíndice c indica que la muestra fue tomada de Ávila-Ortiz (2021).

## 3.1.4.b. Granitoides del oriente del Plutón La Primavera

Los granitoides localizados al este del plutón La Primavera afloran en un área de sólo 11 km<sup>2</sup>, donde se localizan las muestras 15, 18 y 20-XI-20. En los bordes norte y sur de este pequeño cuerpo los granitoides están cortados por diques máficos de aproximadamente 10 a 20 metros de ancho donde es común observar enclaves aproximadamente paralelos a la foliación.

Al microscopio, las muestras 5-XI-19, 15-XI-20, 18-XI-20, 20-XI-20 y 14-IV-21, cuya ubicación se muestra en el mapa de la Figura 13, tienen una textura protomilonítica cuya foliación está definida principalmente por los cristales de biotita (Figura 17a-c). Los minerales constituyentes son plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, hornblenda y biotita. La plagioclasa es oligoclasa anhedral, a veces con maclas polisintéticas, otras ligeramente zonadas o con textura mirmequítica e incluso algunos están microplegados. Los cristales de cuarzo muestran contactos suturados con formas anhedrales por recristalización y llegan a formar listones o vetillas microplegadas de cuarzo. La hornblenda con formas anhedrales a subhedrales alargadas es el mineral máfico más abundante. La biotita en cristales anhedrales forma laminillas que en los bordes pueden contener masas granulosas de titanita. El feldespato potásico es pertítico y anhedral. En algunas muestras la cantidad de feldespato potásico aumenta significativamente (muestras 15-XI-20 y 20-XI-20). Además, son comunes las inclusiones de apatita, titanita y fragmentos de biotita en la plagioclasa y el cuarzo. Los minerales accesorios comunes son titanita, apatita y opacos.

Aproximadamente 7 km al norte de la misión de San Borja, al sur de la secuencia volcanosedimentaria, aflora un dique granítico (4-IV-21) muy foliado que al microscopio presenta una textura protomilonítica. Está compuesto por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, y como accesorios contiene titanita euhedral y opacos, principalmente magnetita. Los cristales de plagioclasa con macla polisintética están deformados (cristales microplegados). El cuarzo está recristalizado y la biotita ligeramente alterada a clorita.

Los granitoides que afloran a 15 km al sureste del plutón La Primavera formando un cinturón de intrusivos milonitizados intrusionan a la secuencia volcanosedimentaria que puede correlacionarse con la de edad Jurásica descrita entre la misión de San Borja y Nuevo Rosarito en el suroeste (Avilez Serrano, 2012). La silicificación, foliación y deformación milonítica es persistente desde la latitud del norte del plutón La Primavera formando un cinturón alargado de más de 20 km hasta por lo menos el rancho San Ildefonso. La anchura mínima de esa zona de deformación debe ser de aproximadamente 15 km, definida entre el

rancho mencionado y el plutón San Ignacito en la sierra El Principio (Figura 13). Estos granitoides pueden contener muscovita y la biotita es el mineral máfico mayoritario.

Al microscopio presentan una textura protomilonítica a milonítica y la foliación está definida por la orientación de cristales de biotita, muscovita y plagioclasa (muestras 14-XI-20, 29-XI-20 y 8-IV-21; Figura 17d-f). Los minerales principales son plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita, muscovita y hornblenda. El mineral más abundante es andesina-oligoclasa, con predominio de la oligoclasa que se presenta en cristales anhedrales y subhedrales. Por lo general están macladas según la Albita, dando individuos con maclado polisintético e intercrecida localmente con cuarzo formando texturas mirmequíticas. Algunos cristales pueden estar microplegados y ligeramente zonados. El cuarzo aparece en cristales grandes anhedrales, en pequeños granos intersticiales o incluido como gotas en los feldespatos y siempre muestra extinción ondulante y bordes de grano suturados. También se observan cristales más pequeños formando mosaicos que evidencian recristalización y que llegan a formar vetas de aspecto aboudinado y estiradas que contribuyen a darle un aspecto bandeado a la roca (crenulación). Asimismo aparecen sectores con cuarzo muy fracturado por deformación frágil, así como matriz junto al feldespato potásico. El feldespato potásico (pertítico y microclina) se define en cristales anhedrales con inclusiones de muscovita y apatita. La biotita y la muscovita se encuentran en proporciones equivalentes, son anhedrales, pequeñas y laminares que definen la foliación. Además tienen inclusiones de apatito y en los bordes de la biotita hay desarrollo de titanita en agregados. La biotita es pleocroica de castaño oscuro a castaño amarillento, está ligeramente alterada a clorita (14-XI-20), mientras que la hornblenda se presenta en cristales prismáticos pequeños de color verde, alargados y en menor cantidad. Como minerales accesorios se encuentra la titanita, opacos y apatita.

En el rancho San Ildefonso, las muestras 6-IV-21, 7-IV-21, 9-IV-21 y 10-IV-21 al borde del plutón presentan una textura milonítica y el tamaño de grano disminuye notablemente, debido a la intensa deformación dúctil-frágil durante su emplazamiento (Figura 17g y h). En la Tabla 5 se presenta la síntesis petrográfica de esta unidad.



**Figura 17.** Fotomicrografías representativas con luz polarizada de los intrusivos tonalíticos milonitizados. Abreviaturas: Bt=biotita, Hbl=hornblenda, Kfs=feldespato potásico, Ms=muscovita y Pl=plagioclasa.

# 3.2 Geología estructural

En este apartado se describen los rasgos estructurales medidos en el campo con el objetivo de definir principalmente la geometría de las rocas plutónicas.

### 3.2.1 Lineamientos estructurales

Los lineamientos marcados se interpretan que tienen origen estructural, como las fallas y las fracturas, y eventualmente pueden corresponder a contactos litológicos. La identificación de los lineamientos se realizó en imágenes satelitales a 1:50,000. En las Figuras 18 y 19 se muestran estructuras interpretadas de las zonas sur y norte, respectivamente. Para una mejor visualización de la orientación, los lineamientos, todos mayores de 500 m de longitud, se graficaron en diagramas de rosa en las mismas figuras. Debido a que la región ha experimentado varios periodos de deformación regional que pueden separarse a partir del emplazamiento de los cuerpos plutónicos durante el Cretácico Superior, se presentan los diagramas de lineamientos por región norte y sur, indicando la proporción de estructuras de acuerdo con la edad relativa de las litologías.

En la Figura 18 correspondiente a la zona sur el número de rasgos estructurales en las unidades neogénicas representan el 56 % del total, en las rocas intrusivas se encuentra el 35 % y el 9 % restante corresponde a las rocas prebatolíticas (Figura 18b). Independientemente de la amplia diferencia en el número de datos, en los tres grupos resalta la tendencia 330° y 350° la cual, lo más probable, es que esté relacionada con la tectónica del Golfo de California. Es importante resaltar que paralelo a esta tendencia se orienta el Escarpe del Golfo que se aprecia en el oriente de la sierra La Libertad, así como en la orientación de la Sierra Las Flores en Bahía de los Ángeles. La tendencia entre 300° y 320° que se observa en las rocas batolíticas y encajonantes se correlacionan con los periodos de deformación compresiva que se refleja en las estructuras reportadas por Avilez Serrano (2012) entre 300° y 310° en las rocas plutónicas y encajonantes, respectivamente. Estas mismas unidades cristalinas también se caracterizan por presentar tendencias importantes orientadas entre 30° y 40°, las cuales no se manifiestan en las unidades neogénicas.

En la zona norte (Figura 19) la diferencia en el número de rasgos interpretados es menos marcada. En las unidades neogénicas se concentra el 35 % de los datos mientras que en las rocas plutónicas se identificó el 40 % de ellos y en las prebatolíticas se agrupa el 25 %. Se observa que en las unidades pre y post batolíticas los rasgos orientados entre 320° y 330° son dominantes, los cuales no se reflejan en las rocas

plutónicas. Los lineamientos de las rocas intrusivas de la sierra La Libertad son las dominantes en el diagrama de la Figura 19b que corresponde a granitoides sin deformación. En contraste, la orientación de las rocas plutónicas en la región comprendida entre la sierra La Libertad y el plutón La Primavera corresponde a la secuencia de granitoides milonitizados que aflora desde la carretera a Bahía de los Ángeles hasta el rancho San Ildefonso, principalmente, las cuales se orientan dominantemente hacia 320°.



**Figura 18.** a) Mapa geológico de la zona sur del área de estudio y b) diagramas de rosa de los lineamientos estructurales interpretados en las rocas pre-batolíticas (morado), batolíticas (rojo) y post-batolíticas (anaranjado). Localidades: LF=Las Flores, R3A=Rancho Las 3A, SG=San Gregorio y SP=San Pedro.



**Figura 19.** a) Mapa geológico de la zona norte del área de estudio y b) diagramas de rosa de los lineamientos estructurales de las rocas pre-batolíticas (morado), batolíticas (rojo) y post-batolíticas (anaranjado). Localidades: AH=Agua de Higuera, BA=Bahía de los Ángeles, LF=Las Flores, SB=San Borja, SI=San Ildefonso, SG=San Gregorio.

# 3.2.2 Análisis de foliaciones y lineaciones

Como en las secciones anteriores, se añaden al análisis de los datos propios, los resultados de los análisis de foliaciones de Avilez Serrano (2012) y de Torres Carrillo (2016) para la zona sur y de Ávila Ortiz (2021) para una porción del este del plutón La Primavera. La información completa, tanto de las rocas metamórficas como de las plutónicas se presenta en los mapas geológicos de las Figuras 20a y 21a.

Los primeros afloramientos de rocas metamórficas observados en el flanco este de la sierra Las Venecas, se encuentran cerca del rancho Las 3A. La foliación metamórfica promedio en ese lugar es 038°/25° (Figura 20b; n=12). La sierra está cubierta por lahares y derrames andesíticos, los cuales fueron alimentados por diques cuya orientación promedia 185°/34° (Figura 20c; n=6). En el arroyo San Pedro (SP) los rumbos de la foliación metamórfica de las rocas encajonantes muestran una marcada tendencia hacia el NW en un rango que varía entre 271° y 326° con buzamientos variables entre 72° y 20° (Figura 20d-k). Estas tendencias coinciden con la orientación promedio de la foliación magmática del plutón San Pedro obtenida por Torres-Carrillo (2016), la cual promedia 303°/79° (Figura 20l; n=12). A lo largo del arroyo en los sitios 4, 7 y 9 se midieron lineaciones minerales definidas por los constituyentes micáceos principalmente, en los cuales los buzamientos promedio son de bajo a medio ángulo (7° a 29°; Figura 20b,f,i,k). Los cuerpos ígneos interpretados como sills de cuarzodiorita se orientan 298°/72° paralelos a la foliación de la roca encajonante cuyo protolito es pelítico-samítico (Figura 20j; n=12). Al suroeste del plutón San Borja y noreste del plutón El Paraíso, los depósitos interpretados como turbidíticos de talud muestran según Torres Carrillo (2016) una foliación metamórfica promedio de 024°/15° (Figura 20m; n=10), perpendicular a las foliaciones a lo largo del arroyo, pero similares a los metasedimentos pelítico-samíticos observados en el rancho Las 3A.

La foliación magmática promedio del plutón El Paraíso se orienta 348°/78° (Figura 20n; n=14; Avilez Serrano, 2012). Del plutón Compostela, al noroeste del plutón El Paraíso, Torres Carrillo (2016) obtuvo en el suroeste del plutón, un promedio de 168°/84° (Figura 20ñ; n=23), mientras que hacia el norte del plutón, cerca del rancho San Gregorio, la foliación cambia a 327°/77° (n=25) y hacia 044°/77° (n=10) casi en la misión de San Borja (Figura 200-p).

En el margen occidental del plutón San Borja afloran metasamitas de muscovita cuya foliación metamórfica se orienta hacia el NW con un plano promedio de 133°/71°, casi paralelo a la foliación magmática de la tonalita al borde del plutón San Borja que arroja un promedio de 187°/85° (Figura 20q; Avilez Serrano, 2012).

Se observa de graficar los planos y polos promedio de los sitios 1 a 16 (Figura 20r) que el conjunto de las foliaciones magmáticas y metamórficas muestra un notable paralelismo.



**Figura 20.** a) Mapa geológico de la zona sur del área de estudio. b-q) Estereogramas con los planos promedio de la foliación en rocas intrusivas (rojo), encajonantes (morado) y orientación de diques (café). r) Planos y polos promedio de los sitios 1 a 16 (figuras b-q) que muestra paralelismo entre las foliaciones magmáticas y metamórficas. Los puntos representan los polos de los planos de foliación y las cruces son lineaciones minerales en planos de foliación. Abreviaturas: Fp=Foliación promedio, Lp=Lineación promedio, N=Número de datos, Pp=Plano promedio de todos los sitios y Vc= Valor de correlación. Localidades: LF=Las Flores, R3A=Rancho Las 3A, SG=San Gregorio y SP=San Pedro.

En la zona norte, que comprende desde el plutón La Primavera hasta el plutón Compostela en el extremo oeste y gran parte de la sierra La Libertad en el este (Figura 21), expone en la parte central a la secuencia volcanosedimentaria que puede correlacionarse con la secuencia Jurásica de Nuevo Rosarito (Peña-Alonso et al., 2012). De sur a norte, cerca de la Misión de San Borja, la secuencia metamórfica expuesta en el sitio 17 (Figura 21b) se caracteriza por una foliación bien definida según el plano promedio 130°/68° (n=21) que contiene lineaciones que promedian 230°/60° (n=9). Cerca del contacto con las rocas intrusivas del plutón San Ignacito, en los sitios 18 y 19 (Figura 21c) la foliación y lineación promedio de la misma secuencia es de 335°/31° (n=26) y 155°/82 (n=6), respectivamente. En esa zona aflora un dique granítico deformado cuya foliación penetrativa promedio es 345°/81° (n=4), casi paralela a la anterior. Entre los sitios 20 a 30 y 33, a lo largo de más de 15 km hacia el norte del margen de los afloramientos de esta secuencia, (Figura 21d), el conjunto de los datos tiene una tendencia persistente según el plano promedio de foliaciones 343°/42° (n=118) y lineación promedio 130°/85° (n=37), lo que muestra una zona muy homogénea de deformación por contracción. Al este de esta secuencia y oeste de la sierra Cinta de la Cantera, hasta el rancho San Ildefonso (Figura 21) aflora un delgado cinturón de menos de 1 km de anchura de granitoides intensamente deformados (localmente milonitizados) cuya foliación promedio es 129°/86° (n=39), con lineaciones en 51°/79° (n=4) (Figura 21e).

La fracción félsica milonitizada al borde del plutón La Primavera en los sitios 35 a 38 (Figura 21f-g) tiene una foliación preferente hacia 327°/65° (n=23), la cual es casi paralela a la foliación promedio de metalavas encajonantes y de diques dioríticos que cortan a granitoides del plutón según 277°/09° (n=15) y 351°/65° (n=8), respetivamente. En las lavas la lineación promedio de tres datos es 33°/27°. En la parte norte del plutón La Primavera (Figura 21h), en la carretera, la foliación milonítica de granitoides es 310°/33° (n=40) y el promedio de 10 datos de lineación es 35°/36°. En ese lugar, la foliación en metasamitas es de 149°/61° (n=8). En el sitio 42 (Figura 21i), afloran granitoides con foliación milonítica en 173°/75° (n=6), mientras que la foliación en metasamitas promedia 220°/33° (n=16) con lineación pobremente definida en 305°/33° (n=2). En el margen oeste del valle de Agua Amarga, a lo largo de la carretera (Figura 21j), los granitoides milonitizados tienen una foliación promedio de siete sitios (43 al 49) de 313°/67° (60 datos), casi paralela a la observada en la región entre los ranchos Agua de Higuera y San Ildefonso. La lineación promedio de esta zona es 49°/73° de 17 datos. El bloque de metacalizas que se encuentra en esta zona tiene una foliación promedio de metacalizas que se encuentra en esta zona tiene una

El sitio 50 al sur de la sierra Salorio, las metareniscas y metaconglomerados, presumiblemente prejurásicos (Grupo Ballenas?) tienen una foliación promedio 342°/33° (n=14) y lineación de cinco datos en 189°/75° (Figura 21k).



**Figura 21.** a) Mapa geológico de la zona norte del área de estudio. b-k) Estereogramas con los planos promedio de la foliación en rocas intrusivas (rojo), encajonantes (morado) y orientación de diques (café). m) Planos y polos promedio de los sitios 17 a 50 (figuras b-k) que muestra paralelismo entre las foliaciones magmáticas y metamórficas. Los puntos representan los polos de los planos de foliación y las cruces son lineaciones minerales en planos de foliación. l) Contornos de densidad de lineaciones minerales. Abreviaturas: Fp=Foliación promedio, Lp=Lineación promedio, N=Número de datos, Pp=Plano promedio de todos los sitios y Vc= Valor de correlación. Localidades: AH=Agua de Higuera, BA=Bahía de los Ángeles, LF=Las Flores, SB=San Borja, SI=San Ildefonso, SG=San Gregorio.

#### 3.2.3 Análisis de fallas

En esta sección se presenta el análisis de rasgos lineales formados en planos de fallas. Todos los datos analizados se desarrollan en las rocas metamorfizadas prebatolíticas y en las rocas plutónicas. Es importante hacer notar que, a pesar de la cercanía del Escarpe del Golfo en el margen oriental de la sierra La Libertad, hacia el oeste de dicha sierra no se observaron fallas normales importantes, salvo pequeños escarpes en las zonas donde hay actividad volcánica miocénica, los cuales no son cartografiables a la escala de los mapas que se presentan.

Para este estudio se han tomado mediciones de estrías de falla en 26 sitios que se agrupan en 12 estereogramas que representan zonas características (Figura 22 a y b). Las fallas dominantes en las rocas metamórficas y plutónicas que se localizan al oeste de la sierra La Libertad son inversas y, localmente, de desplazamiento lateral izquierdo principalmente. Al igual que las foliaciones antes presentadas, los planos de falla medidos se orientan preferentemente NW-SE con buzamientos generalmente mayores a 60° hacia el noreste y suroeste según se ve en los estereogramas de la Figura 22. Del análisis de los indicadores cinemáticos se observa que las soluciones indican procesos de fallamiento inverso, ocasionalmente con componente sinestral (Figura 22g). Es importante notar que las soluciones obtenidas en la secuencia volcanosedimentaria como en las rocas plutónicas deformadas de la zona norte del área de estudio son muy similares en lo que respecta a orientación de los ejes principales de deformación.

En el mismo sentido, se observa que las rocas interpretadas como pre-jurásicas al sur de la sierra Salorio y zona del arroyo San Pedro arrojan soluciones similares. Es notable que en todas las zonas analizadas los ejes principales de deformación guardan una posición concordante. Los ejes de deformación máxima en todas las zonas se orientan en dirección NE-SW (Figura 22ñ), congruentes con la tendencia de los contornos de densidad de lineaciones presentadas en la sección anterior (Figura 21l). El eje de deformación máxima obtenida para las estructuras medidas en las rocas metamórficas del arroyo San Pedro se encuentra en 229°/6°, similar a los ejes de la zona norte (Figura 22n).

Los elementos estructurales, al este en el área de estudio, están representados por las fallas normales con orientaciones preferenciales NW-SE. Las cuales pueden estar relacionadas con eventos de levantamiento o extensión durante el Neógeno (Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999).



**Figura 22. a)** Mapa geológico-estructural de la zona norte indicando las estructuras de falla interpretadas a partir de observaciones de campo y medición de estrías en planos de falla. El análisis a partir de las mediciones en el campo se presenta en los estereogramas (hemisferio sur, proyección de Schmidt). b) Área del sur de la sierra Venecas en el arroyo San Pedro de donde se midieron estructuras de falla en la secuencia metamórfica, cuyo análisis se presenta en el estereograma n). Abreviaturas: Ep=Estría promedio, N=Número de datos, Pp=Plano promedio, Vc=Valor de correlación, 1=Eje de esfuerzo principal máximo, 2=Eje de esfuerzo principal intermedio y 3=Eje de esfuerzo principal mínimo. Localidades: Localidades: AH=Agua de Higuera, BA=Bahía de los Ángeles, LF=Las Flores, R3A=Rancho Las 3A, SB=San Borja, SI=San Ildefonso, SG=San Gregorio.

# 3.3 Aeromagnetometría

#### 3.3.1 Dominios aeromagnéticos

Para el análisis de la información aeromagnética regional se definen dominios aeromagnéticos (DAM) con el fin de identificar zonas con características de magnitud similares, es decir donde la susceptibilidad magnética (*K*) de las fuentes generadoras de anomalías sea similar. Considerando que la *K* de las rocas varía de 10<sup>-8</sup> a 1 unidades en S.I. (Tabla 1), es posible caracterizar diferentes conjuntos litológicos en DAM, los cuales pueden estar constituidos por una o varias unidades. Para la interpretación de los dominios se utilizó el mapa del Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP) identificándose tres DAM principales en una región amplia de 8,000 km<sup>2</sup> (A, B y C en la Figura 23).

El DAM A representa zonas con valores de intensidad magnética mayores a 300 nT. Se identifican cuatro zonas las cuales se asocian con rocas intrusivas. A cada una de las zonas se le identificó con un subíndice. En el dominio A<sub>1</sub> cubre desde el plutón La Primavera en el norte hasta la misión de San Borja en el sur y, hacia el este, está delimitado por la sierra El Principio (Figura 23). A<sub>1</sub> define la anomalía magnética dipolar de mayor intensidad, la cual forma un cuerpo elongado en dirección NW-SE. Según la litología reportada en esta área, las rocas dominantes son plutónicas con cuerpos máficos gabro-dioríticos a tonalíticos, principalmente. Hacia el sur, en el dominio A<sub>2</sub> se encuentra el plutón gabro-tonalítico de Nuevo Rosarito en el norte (Avilez Serrano, 2012) hasta el plutón San Jerónimo en el sur, los cuales definen a su vez su límite oriental (Torres Carrillo et al., 2011). En el dominio A<sub>3</sub> en la parte centro-sur del mapa se encuentra el plutón Los Corrales definido por Avilez Serrano (2012). En él se forma una anomalía con orientación NW-SE. De acuerdo con el mapa regional de Gastil et al. (1975) se asocia a cuerpos intrusivos gabróicos que no han sido estudiados en campo. Los dominios A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> y A<sub>3</sub> tienen una intensidad magnética mayor de 900 nT. En el dominio A<sub>4</sub> la anomalía angosta que se orienta NW-SE, cuya intensidad magnética máxima es de 492 nT. En esta anomalía se alojan los cuerpos intrusivos milonitizados de la sierra Cinta de la Cantera.

La distribución del DAM B coincide con la de la litología neogénica de basaltos, tobas, brechas volcánicas, volcaniclásticos y rocas metamórficas indiferenciadas (Gastil et al., 1975) cuyos valores magnéticos son medios a bajos, entre 300 nT y -250 nT. El DAM C tiene una distribución que básicamente coincide con la secuencia volcanosedimentaria jurásica en el SW del mapa, entre Nuevo Rosarito y el norte del plutón Calmallí (Contreras-López et al., 2018). C<sub>1</sub> en la parte norte y centro del mapa de la Figura 23 coincide con las rocas plutónicas de la sierra La Libertad, caracterizadas por su bajo a nulo contenido de magnetita de

los plutones tipo La Posta. Incluye también la cubierta sedimentaria que se encuentra al este del Escarpe del Golfo y rocas volcánicas neogénicas, como las de la sierra Las Flores. En este dominio se observan los valores más bajos de la zona de estudio, por debajo de -250 nT.



**Figura 23.** a) Anomalía magnética regional de longitud de onda larga de la península de Baja California indicando el norte geográfico con la flecha interior, la falla Agua Blanca (ABF), la falla La Paz (LPF; tomado de García-Abdeslem, 2014) y en el recuadro negro el área de las figuras b y c. b) Mapa del campo magnético sin reducción al polo (CM); c) Mapa del campo magnético reducido al polo (CMRP) y ubicación de cada uno de los dominios aeromagnéticos (DAM) en función de la intensidad magnética. Los círculos blancos muestran la ubicación de los plutones cretácicos. Abreviaturas de los plutones: CAR=El Cardonal, COM=Compostela, EP=El Paraíso, GM=Granitoides milonitizados, LC=Los Corrales, LU=La Unión, MAR=El Marmolito, PB=Piedra Blanca, PRI=La Primavera, RIN=La Rinconada, SAL=El Salinito, SB=San Borja, SJe=San Jerónimo, SIg=San Ignacito, SP=San Pedro, TEP=Los Tepetates. La escala de color de intensidad magnética en b y c es la misma.

#### 3.3.2 Susceptibilidad magnética

Para este estudio se midió la susceptibilidad magnética (*K*) in situ, en rocas intrusivas y encajonantes que afloran en el área de estudio (Figura 25a). En la Figura 24 se muestra el rango de susceptibilidades magnéticas (SI) promedio de 10 mediciones realizadas en el campo en cada unidad litológica visitada. Además, se grafican en la Figura 24 los valores de susceptibilidad magnética de los gabros y dioritas reportados por Ávila Ortiz (2021) para el plutón La Primavera.

Al oriente de la sierra Las Venecas, en el rancho Las 3A y sobre el arroyo San Pedro, los metasedimentos pelítico-samíticos de posible edad Paleozoica pertenecientes al DAM C, tienen una susceptibilidad magnética baja (<0.35x10<sup>-3</sup> SI; Figura 24) y su respuesta magnética es la más baja en la región (entre -250 a -500 nT; Figura 25b). Los diques máficos y félsicos que cortan a ambas secuencias metamórficas suelen tener una susceptibilidad menor a 2x10<sup>-3</sup> SI (Figura 24) debido al bajo contenido de minerales magnéticos o bien, al metamorfismo. Se observa en la misma figura que los esquistos de la secuencia volcanosedimentaria Jurásica (?) que encajona a los granitoides milonitizados, al oeste de la sierra Cinta de la Cantera, la cual forma parte del DAM C y presenta una susceptibilidad magnética de esta unidad se encuentra en el rango entre -200 y -400 nT (Figura 25b).

El plutón zonado La Primavera tiene dimensiones batolíticas, su núcleo y otros cuerpos máficos producen las anomalías de intensidad magnética más altas, mientras que hacia sus márgenes más ricos en sílice la intensidad disminuye gradualmente (Figura 25). En el mapa magnético de la Figura 25b, se observa que el plutón produce una gran anomalía dipolar con una intensidad mayor de 900 nT y disminuye hasta los 200 nT. La susceptibilidad magnética de la unidad gabro-diorítica medida en el campo por Ávila Ortiz (2021) varía entre 2 y 19.8×10<sup>-3</sup> SI (Figura 24), la autora menciona que los valores por debajo de 2×10<sup>-3</sup> SI se encuentran en rocas con alteración hidrotermal, por lo cual la susceptibilidad magnética pudo disminuir. Las rocas félsicas deformadas del borde del plutón arrojan valores de susceptibilidad magnética baja (<1×10<sup>-3</sup> SI) y una intensidad magnética entre 200 y 450 nT (Figura 24 y 25). Es interesante observar que en zonas de mezcla de diorita y tonalita localizadas en el borde norte, la fracción félsica arrojó valores de susceptibilidad magnética de 24.4×10<sup>-3</sup> SI (Figura 24). En los diques granodioríticos y graníticos que cortan al intrusivo en el borde este, la susceptibilidad es muy variable, pues según Ávila Ortiz (2021) generalmente tienen una susceptibilidad menor a  $1.17 \times 10^{-3}$  SI, mientras que en la parte central del plutón de nuevo las rocas félsicas en zonas de mezcla la susceptibilidad alcanza los  $11.3 \times 10^{-3}$  SI. Los altos magnéticos con valores del orden de los 400 nT pertenecientes al DAM A<sub>4</sub> de la sierra Cinta de la Cantera (Figura 25), deben asociarse a fuentes de los intrusivos de composición tonalítica que, en la carretera están milonitizados, mientras que cerca del rancho San Ildefonso muestran una foliación intensa (Figura 25a). La susceptibilidad magnética promedio de estos cuerpos milonitizados es de 19.58x10<sup>-3</sup> SI (Figura 24), medida en el borde de los intrusivos.

La composición de los plutones Compostela y San Borja es principalmente tonalítica y granodiorítica (Avilez Serrano, 2012; Torres Carrillo, 2016). Se caracterizan por definir zonas de intensidad magnética baja, entre -400 a -600 nT y -250 a -500 nT, respectivamente (Figura 25b). Los altos magnéticos (200 a 300 nT) de esas zonas coinciden con los derrames basálticos del Campo Volcánico San Borja del Mioceno (Gastil et al., 1975). Avilez Serrano (2012) y Torres Carrillo (2016) mencionan que dichos plutones se caracterizan por su bajo contenido en óxidos de Fe-Ti y su nulo magnetismo, lo que los hace similares a los plutones de la zona oriental de afinidad con los plutones tipo La Posta (Kimbrough et al., 2001). La susceptibilidad magnética de dos sitios del plutón Compostela y uno del San Borja es menor a 0.230x10<sup>-3</sup> SI (Figura 24). Se infiere que la susceptibilidad de los plutones El Paraíso y San Pedro es similar.



**Figura 24.** Susceptibilidad magnética (\*10<sup>-3</sup> SI) de las rocas intrusivas y sus encajonantes en el área de estudio. La línea discontinua marca  $2x10^{-3}$  SI correspondiente a la frontera entre rocas consideradas magnéticas y las no magnéticas. Los valores de *K* de los gabros y diorita fueron tomados de Ávila Ortiz (2021). N = número de datos tomados.



**Figura 25.** a) Mapa geológico y b) mapa del campo magnético reducido al polo (CMRP) del área de estudio. Los círculos blancos muestran los sitios donde se midió la susceptibilidad magnética (*k*). Localidades: AH=Agua de Higuera, BA=Bahía de los Ángeles, LF=Las Flores, R3A=Rancho Las 3A, SB=San Borja, SI=San Ildefonso, SG=San Gregorio.

#### 3.3.3 Lineamientos aeromagnéticos

En el mapa regional de la primera derivada vertical (1aDz) de la Figura 26, se observa que las anomalías tienden a agudizarse en sus bordes facilitando la identificación de lineamientos aeromagnéticos. Es importante mencionar que la identificación de estos lineamientos aeromagnéticos permite definir e inferir la longitud de rasgos estructurales mayores, como fallas, en el área de estudio.

Los lineamientos identificados en los mapas de las Figuras 26 y 27 son superficiales, debidos a las rocas aflorantes. Dichos lineamientos se reconocen a escala local y regional, los cuales se correlacionan a zonas de alto gradiente que pueden estar asociados a fallas o contactos litológicos.

Para poder analizar e interpretar los lineamientos geofísicos-estructurales de manera conjunta, se sumaron los resultados de los mapas de la 1aDz, geológico y la topografía de la zona de estudio (Figura 27). La estructura más prominente en el mapa de la 1aDz de la Figura 27b es la franja formada por lineamientos paralelos L1, la cual se orienta en 340°-350°. La franja presenta ondulaciones producidas por la intersección de varios lineamientos oblicuos (L2), más pequeños orientados 0-10°. En el mapa geológico (Figura 27a), la franja se encuentra en la secuencia volcanosedimentaria que aflora ampliamente entre la misión de San Borja en el sur y el oeste del rancho Agua de Higuera, hasta la carretera, en el norte. Los lineamientos L2 que intersectan al anterior coinciden con fallas transcurrentes sinestrales indicadas en la Figura 27a.

Hacia el este, la sierra Cinta de la Cantera define otra franja entre lineamientos paralelos (L3), la cual se extiende hacia el norte a lo largo del margen oeste del valle Agua Amarga. Su orientación se encuentra entre 290° y 310°, y coincide con los intrusivos milonitizados (Figura 27a). Los lineamientos circulares (L4), en el margen norte del plutón La Primavera, se interpretan como el frente del plutón. De acuerdo con el análisis estructural, las franjas L1 y L3 se asocian con fallas de empuje subverticales, mientras que L4 se asocia a un contacto litológico entre el plutón y la roca encajonante.

En la región del oriente de la sierra La Libertad, desde Bahía de los Ángeles hasta el arroyo San Pedro resalta una amplia zona de bajos magnéticos (entre 0.12 a -0.09 nT/m) cuya asociación debe ser tectónica pues se alinea paralelamente al Escarpe del Golfo (L5 en la Figura 27b) y cambia su dirección hacia el ESE en dirección hacia el Golfo de California (L6 en la Figura 27b). La porción ESE ha sido descrita como una "zona de acomodamiento" por Axen (1995).



**Figura 26.** a) Anomalía magnética regional de longitud de onda larga de la península de Baja California indicando el norte geográfico con la flecha interior; la falla Agua Blanca (ABF), la falla La Paz (LPF; tomado de García-Abdeslem, 2014); b) Lineamientos aeromagnéticos en la configuración de la primera derivada vertical (1aDz) del campo magnético reducido al polo. Los círculos blancos muestran la ubicación de los plutones cretácicos. Abreviaturas de los plutones: CAR=El Cardonal, COM=Compostela, EP=El Paraíso, GM=Granitoides milonitizados, LC=Los Corrales, LU=La Unión, MAR=El Marmolito, PB=Piedra Blanca, PRI=La Primavera, RIN=La Rinconada, SAL=El Salinito, SB=San Borja, SJe=San Jerónimo, SIg=San Ignacito, SP=San Pedro, TEP=Los Tepetates.



**Figura 27.** a) Mapa geológico-estructural y b) mapa de la 1aDz del campo magnético reducido al polo (CMRP) del área de estudio. Las franjas en a) representan cinturones de alineamientos magnéticos (L1 a L3), los cuales, en la zona entre la carretera a Bahía de los Ángeles y la misión de San Borja, guardan buena correspondencia con las fallas de empuje vertical. En la Figura b) destacan las zonas de bajos magnéticos L5 y L6, los cuales coinciden con el Escarpe del Golfo y zona de acomodamiento descritas por Axen (1995), respectivamente. Localidades: AH=Agua de Higuera, BA=Bahía de los Ángeles, LF=Las Flores, R3A=Rancho Las 3A, SB=San Borja, SI=San Ildefonso, SG=San Gregorio.

## 3.3.4 Secciones 2D del Modelo 3D

Se obtuvo el modelo 3D por medio del código de Carrillo-López et al. (2021). El cual consiste de inversión conjunta de gravedad con magnetometría mediante funciones de correspondencia. Debido a que en esta tesis solo tenemos datos de magnetometría, se usó el código en su versión de inversión individual 3D de magnetometría 3D. El modelo de magnetización abarca toda el área (x, y) de la figura 28a y hasta una profundidad de 8 km. Los modelos 3D son difíciles de visualizar en fotografías o capturas de pantalla. De esta manera, elegimos 4 perfiles que son secciones del modelo 3D, para visualizarlos mejor.

Con la finalidad de interpretar la geometría de los cuerpos magnéticos asociados con las rocas plutónicas los cuales se caracterizan por tener una magnetización alta en contraste con las rocas encajonantes, se usaron dichas secciones orientadas casi W-E de 20 km de longitud aproximadamente y perpendiculares a los lineamientos aeromagnéticos (Figura 28a).

El rasgo más notable de los perfiles es el fuerte contraste de magnetización rectilíneo subvertical que define un cuerpo central de baja magnetización menor a -0.1 A/m casi en la parte central de las secciones. El lado W de las secciones se caracteriza por la presencia de un cuerpo con magnetización alta mayor a 1.6 A/m, que coincide con la presencia de rocas intrusivas que en las secciones A, B y D son gabróico-dioríticas según evidencias de campo. En el lado E de las cuatro secciones el cuerpo magnético tiene valores mayores a 0.7 A/m. La continuidad de los cuerpos magnéticos sugiere que las rocas plutónicas también lo son por lo menos 25 km en el W y 15 km en el lado E. Entre ambos cuerpos magnéticos destaca un cuerpo cuya magnetización tiene valores menores a -0.1 A/m dentro del cual se observan, tanto cuerpos con valores altos pero menores a 1 A/m que no profundizan más de 3 km, como masas cuyos valores son menores a -0.9 A/m y son más profundos en las secciones B, C y D. En todos los casos los contrastes de magnetización entre todos los cuerpos son subverticales.

En la sección A-A' se observa que el cuerpo magnético que se encuentra a 2.5 km al este del plutón La Primavera coincide con los afloramientos de granitoides milonitizados. El cuerpo más angosto que ocupa la zona cubierta de sedimentos seguramente es una masa similar sepultada. Por debajo de las rocas metamórficas aparece un cuerpo pequeño aproximadamente 2 km de profundidad con muy baja magnetización (menor a -0.9 A/m) que podría corresponder a facies de rocas metasedimentarias mas pobres en minerales magnéticos. El extremo oriental de la sección coincide con los afloramientos de tonalitas milonitizadas.

En la sección B-B' es notable la correspondencia entre los afloramientos de rocas intrusivas en los costados de la sección definida por la magnetización alta (mayor a 1.6 A/m en el W y 0.7 A/m en el E), en contraste con la parte central que ocupa la secuencia volcanosedimentaria. En dicha parte central destaca un cuerpo magnético que no tiene asociación evidente con rocas en la superficie.

En la sección C-C' destaca de nuevo la coincidencia entre los contactos geológicos con la respuesta magnética. En particular, el pequeño cuerpo magnético que profundiza más de 2 km coincide con tonalita milonitizada cartografiada en la zona del rancho San Ildefonso, mientras que el cuerpo más grande y más magnético del extremo este de la sección es parte del plutón deformado del sur de la sierra Cinta de la Cantera.

La sección D-D' es más difícil de correlacionar con la litología aflorante. Es probable que el cuerpo magnético del lado W forme parte del plutón San Ignacito el cual está formado por diorita y tonalita, sin embargo, tanto el cuerpo magnético del E como la parte central correspondiente a rocas con baja magnetización simplemente deben ser una extensión de las rocas expuestas en las secciones del norte.

Es importante indicar que, de acuerdo con los análisis cinemáticos por zonas, se observa que el plano de falla resultante en la sección A-A' tiene buzamiento de 45° en el borde del plutón La Primavera, mientras que en el extremo este, es de 66°. En la sección C-C' el plano resultante buza con 73° en el W y con 81° en el este, lo cual es consistente con las inclinaciones de los contrastes magnéticos obtenidos en los perfiles magnéticos. Aunque se debe notar que en magnetometría los echados estimados por inversión guardan mucha incertidumbre, por falta de resolución vertical. En todas las soluciones cinemáticas el eje de deformación máxima sigma 1 es menor de 30°, lo que indica compresión regional ENE-WSW.



**Figura 28.** a) Mapa geológico-estructural de la zona norte del área de estudio mostrando la ubicación de los perfiles magnéticos, b) perfiles magnéticos en dirección aproximada oeste-este y c) Diagrama de ejes de deformación máxima ( $\sigma_1$ ) obtenidos de la Figura 22 (estructural) indicando la dirección de acortamiento para el norte del área de estudio (hemisferio inferior, proyección de Schmidt).

Tanto las evidencias de campo como las petrográficas muestran que la secuencia metamórfica que aflora entre la misión de San Borja en el sur y el oeste del rancho Agua de Higuera, hasta la carretera, en el norte, está formada principalmente por lavas andesíticas interestratificadas con depósitos sedimentarios de areniscas finas con carbonatos y rocas volcaniclásticas. La secuencia volcanosedimentaria está metamorfizada en facies de esquistos verdes e intensamente deformada. Se infiere que esta secuencia, así como un bloque de decenas de metros cuadrados de metacaliza incluido en tonalita milonitizada que aflora en la carretera a Bahía de los Ángeles pertenece a la secuencia jurásica descrita entre Nuevo Rosarito-Compostela en el norte y hasta la sierra El Arco en el sur (Avilez Serrano, 2012; Contreras-López et al., 2020; Torres-Carrillo et al., 2016), extendiendo la frontera regional de la secuencia jurásica hacia el norte hasta por lo menos la zona del rancho Agua de Higuera. También las rocas encajonantes de los intrusivos milonitizados en los bordes norte y este del plutón La Primavera, son principalmente metalavas y metasamitas alternadas y metamorfizadas en facies de esquistos verdes. De acuerdo con Ávila Ortiz (2021) y con lo observado en este estudio se infiere que esta litología es parte de la misma secuencia jurásica.

En el extremo oriental del área de estudio la roca encajonante del plutón San Borja está compuesta por una secuencia de areniscas gruesas y conglomerados metamorfizados en facies de anfibolita. Esta secuencia, al igual que los metasedimentos pelíticos y samíticos interestratificados, los cuales incluyen sills, y muy deformados y foliados, en facies de anfibolita que se encuentran en el arroyo San Pedro, al sur de la sierra Las Venecas, se interpreta que son correlacionables con la secuencia metamórfica en la sierra de Calamajué (Alsleben et al., 2012) y el Grupo Canal de Ballenas (Campbell y Crocker, 1993) del Paleozoico. En el mismo arroyo, los diques granodioríticos no deformados y subparalelos a la foliación metamórfica probablemente pertenecen al arco Alisitos Jurásico-Cretácico.

El conjunto de rocas metamorfizadas alojan a los plutones San Pedro, El Paraíso, Compostela, San Borja, La Primavera e intrusivos milonitizados que estrictamente pertenecen al Cinturón Batolítico Peninsular. En la parte sur del área de estudio, los plutones granítico San Pedro de ca. 104.8 Ma y el tonalítico Compostela de ca. 97.3 Ma (Torres-Carrillo, 2016) no presentan rasgos de deformación. Se ha interpretado que el plutón granodiorítico San Borja pertenece al cinturón de plutones tipo La Posta los cuales, según Kimbrough et al. (2001) se emplazaron en un corto intervalo de tiempo entre 99 y 92 Ma. Dicho periodo se confirma con las edades de ca. 92 Ma (U-Pb en circón) obtenidas por Contreras-López et al. (2021) en los plutones entre las localidades de Piedra Blanca y San Francisquito.

El plutón zonado La Primavera, según Ávila Ortiz (2021) tiene una edad cercana a los ca. 95 Ma y ca. 97 Ma de los plutones Las Palmas (región de Calamajué; Alsleben et al., 2014) y Compostela (Torres-Carrillo et al., 2016) en el norte y sur del área de estudio, respectivamente. A diferencia de los plutones fechados, los que afloran a lo largo del cinturón formado principalmente por la sierra Cinta de la Cantera están muy silicificados, foliados y presentan deformación milonítica. La edad de estos intrusivos se estima también que sea contemporánea al plutón La Primavera, toda vez que las rocas tonalíticas que se emplazan en los bordes de este también muestran texturas protomiloníticas a miloníticas. Los intrusivos deformados del cinturón tienen la misma mineralogía que los intrusivos del plutón La Primavera, pero contienen muscovita como rasgo distintivo. Además fue posible reconocer estructuras de deformación dúctil-frágil (principalmente microplegamiento) en cristales de biotita, plagioclasa y cuarzo. También las rocas encajonantes jurásicas y paleozoicas muestran estas estructuras de deformación. La foliación protomilonítica sólo se observó en la secuencia jurásica cerca de los contactos con los plutones deformados.

De las soluciones cinemáticas de planos de falla en la zona entre el rancho Agua de Higuera y la misión de San Borja se interpreta una deformación asociada con fallas de empuje subvertical a vertical en condiciones dúctil-frágil de los plutones tonalíticos posiblemente en estado semirígido. Este estado, de acuerdo con Marsh (2000) es característico de la zona de borde o frente de solidificación de plutones, donde normalmente la temperatura es equivalente a la del "valle termal" menor a 720°C a 2 kbar en el sistema Q-Ab-Kp (Best, 2003). Estas estructuras de falla también se observan en la secuencia encajonante jurásica. Este tipo de deformación dúctil-frágil también se documenta en la sierra Calamajué (Alsleben et al., 2014), pero difiere de la deformación predominantemente dúctil reportada en la sierra San Pedro Mártir (Johnson et al., 1999; Schmidt y Paterson, 2002).

La foliación medida en el área de estudio es paralela a los lineamientos estructurales interpretados en las imágenes satelitales, así como a los lineamientos aeromagnéticos identificados en el mapa de la primera derivada vertical. Las fallas inversas de alto ángulo se vinculan a un régimen de esfuerzos compresivos de dirección general de acortamiento ENE/WSW. Al sur en el área de estudio los indicadores cinemáticos medidos en las rocas paleozoicas, sobre el arroyo San Pedro, sugieren movimientos inversos hacia el SW y una dirección de acortamiento en dirección NE/SW (Figura 22ñ). El análisis de los dominios aeromagnéticos permitió delimitar las diferentes unidades litológicas del área de estudio, principalmente aquellas que muestran contrastes horizontales en su respuesta magnética. Se pudo discriminar, por ejemplo, a los intrusivos tonalíticos milonitizados de la sierra Cinta de la Cantera cuya anomalía magnética es de 440 nT y su susceptibilidad magnética de 19.587 x 10<sup>-3</sup> SI, de la secuencia metamórfica encajonante cuya respuesta magnéticas los hacen similares a los plutones occidentales ricos en magnetita reportados por Avilez-Serrano (2012). En algunos sectores, como en la parte este de la zona de estudio, las lavas basálticas miocénicas también pueden arrojar valores de magnetización característicos.

Del análisis de lineamientos aeromagnéticos interpretados en el mapa de la primera derivada vertical junto con el análisis estructural, permite deducir estructuras regionales del subsuelo como las fallas de empuje descritas en la secuencia volcanosedimentaria. Al este de la sierra La Libertad delimitada por el Escarpe del Golfo y una zona de acomodamiento en la zona del arroyo San Pedro (Axen, 1995), no se observan lineamientos importantes, pero sí se observa una amplia zona de baja anomalía magnética (entre 0.12 a - 0.09 nT/m) que cambia su orientación hacia el ESE en dirección hacia el Golfo de California.

Entre los hallazgos más importantes que se obtuvieron del estudio aeromagnético están los perfiles magnéticos entre el rancho Agua de Higuera y el sur de la sierra El Principio. Se observa en los cuatro perfiles que el lado oeste presenta un cuerpo con alta magnetización mayor a 1.6 A/m, el cual coincide con afloramientos de rocas intrusivas gabróicas a tonalíticas según Gastil et al. (1975) y Ávila Ortiz (2021). En el lado este de las secciones, otro cuerpo magnético tiene valores mayores a 0.7 A/m que concuerdan con los afloramientos de tonalitas milonitizadas. Entre ambos cuerpos magnéticos destaca otro cuya magnetización tiene valores menores a -0.1 A/m, tiene más de 15 km de anchura y se asocia con la secuencia volcanosedimentaria. Los contrastes de magnetización entre los cuerpos se muestran subverticales debido a la baja resolución vertical, pero son consistentes con el análisis de lineaciones minerales e indicadores cinemáticos que indican compresión regional ENE-WSW.

La importancia de estimar la edad de la deformación asociada al evento compresivo identificado de los análisis aeromagnético y estructural, radica en la posibilidad de asociarla con el desarrollo de una zona de sutura como la documentada en la región de San Pedro Mártir (Schmidt et al., 2009). En ese sentido, la edad de la tonalita milonitizada del borde oriental del plutón La Primavera, incluyendo los intrusivos de la sierra Cinta de la Cantera, debe representar la edad del evento compresivo. Dicho evento, que debió ocurrir antes del emplazamiento de los plutones Las Palmas y Compostela, ca. 95 Ma y ca. 97 Ma (Alsleben
et al., 2014 y Torres-Carrillo et al., 2016). De existir simultaneidad entre la deformación por convergencia entre San Pedro Mártir (31°N) y el área de estudio (28.9°N), la yuxtaposición de los terrenos con secuencia paleozoica del oriente y jurásica del oeste debe encontrarse entre los 115 y 108 Ma estimados en aquella región (Johnson et al., 1999). Sin embargo, es probable que el arco de islas Alisitos haya formado una paleopenínsula (Torres-Carrillo et al., 2016) unida en la parte norte y que la convergencia con la margen continental se haya desarrollado de norte a sur siendo, en consecuencia, más antigua en San Pedro Mártir que en el área de estudio. Ávila-Ortiz (2021) propone a partir de la distribución de edades de los plutones en el Cinturón Batolítico Peninsular que la edad probable del plutón La Primavera se encuentre entre 110 y 100 Ma.

Finalmente, con base en lo anterior se considera que el área de estudio define una extensa zona de deformación por convergencia que actuó en el Cretácico Tardío. Este fenómeno puso en contacto rocas de afinidad de arco en el occidente con rocas paleozoicas de afinidad con unidades del margen continental en el oriente. La dirección de convergencia en los diferentes sectores del área de estudio se indica en la Figura 29. En la Figura 29b se observa un cinturón alargado de rocas deformadas por compresión regional ENE-WSW, paralelo a la línea magnetita-ilmenita (Gastil et al., 1990) representado por los ejes de deformación máxima, los cuales se sintetizan en el diagrama de la Figura 29c. Se propone que dicho cinturón refleja la posición de la zona de sutura. La anchura del cinturón varía de aproximadamente 15 km en el sector del plutón La Primavera y aparentemente se adelgaza hacia el sur. La pobre definición en la región del arroyo San Pedro y hacia el sur posiblemente se debe a que el volcanismo neogénico y la tectónica del Golfo de California han ocultado gran parte de las evidencias.



**Figura 29.** a) Mapa geológico del cinturón batolítico peninsular (CBP) mostrando los terrenos tectonoestratigráficos generalizados modificado de Contreras-López et al. (2018) en la zona de estudio; b) Mapa geológico de la región meridional del CBP mostrando las rocas intrusivas del Cretácico y las secuencias encajonantes. El área en azul representa la zona de deformación asociada a la yuxtaposición del terreno de afinidad de arco en el occidente y continental en el oriente Los vectores en negro representan los ejes  $\sigma_1$  del diagrama en c) tomado de la Figura 28. Datos geocronológicos de rocas intrusivas tomados de Contreras-López et al. (2021). La línea negra discontinua es la línea magnetita-ilmenita de Gastil et al. (1990). Plutones: PCO=Compostela, PEP=El Paraíso, PLP=La Primavera, PSB=San Borja y PSP=San Pedro.

- La secuencia metamórfica que aflora ampliamente entre la misión de San Borja y el rancho Agua de Higuera, así como el borde este y norte del plutón La Primavera, está formada por lavas andesíticas interestratificadas con depósitos sedimentarios de areniscas finas con carbonatos y rocas volcaniclásticas. La secuencia está metamorfizada en facies de esquistos verdes, deformada y foliada. La secuencia en su conjunto aflora de manera casi continua hasta la región de Nuevo Rosarito-Compostela de edad Jurásico-Cretácico Inferior y ha sido reconocida hasta la región de El Arco.
- 2. El plutón San Borja, en el este de la zona de estudio, es de tipo La Posta y la secuencia que lo encajona está compuesta por areniscas gruesas y conglomerados interestratificados. En el extremo sur, en el arroyo San Pedro, las rocas encajonantes del plutón del mismo nombre son sedimentos pelíticos y samíticos interestratificados, deformados y foliados. Tanto la secuencia del norte como la del sur, están metamorfizadas en facies de anfibolita y son correlacionables con la secuencia metamórfica de la sierra Calamajué y el Grupo Canal de Ballenas de edad Paleozoico.
- 3. Los plutones que afloran en la sierra Cinta de la Cantera y en el borde este del plutón La Primavera son principalmente tonalíticos de biotita y hornblenda y están milonitizados. Los de la sierra Cinta de la Cantera tienen una intensidad magnética y susceptibilidad magnética altas, lo que los hace similares a los plutones de la zona occidental del Cinturón Batolítico Peninsular.
- 4. Entre la misión de San Borja y el valle de Agua Amarga, las fallas de empuje vertical son estructuras que definen un cinturón de más de 20 km de longitud en dirección N-S y anchura de 15 km aproximadamente. Las fallas se orientan hacia el NW con buzamientos hacia el NE y SW mayores a 60°, las cuales se relacionan a un régimen de esfuerzos compresivos con dirección de acortamiento ENE/WSW.
- 5. Las secciones 2D del modelo 3D de magnetización muestran cuerpos de alta magnetización en ambos costados, los cuales se asocian a los intrusivos gabróicos a tonalíticos milonitizados. Los contactos se muestran casi subverticales marcados por los contrastes de magnetización con respecto a la roca volcanosedimentaria encajonante en donde se cartografiaron las fallas de empuje antes mencionadas.

6. Se interpreta que el cinturón deformado es el resultado de la yuxtaposición del arco de islas Alisitos y el margen continental, el cual es subparalelo al gradiente del potencial magnético regional y muestra una importante anomalía en la zona del plutón La Primavera. Se propone que el fenómeno de yuxtaposición o sutura debió ocurrir en el periodo entre 110 y 100 Ma.

- Alsleben, H., Wetmore, P. H., Gehrels, G. E., Paterson, S. R. 2012. Detrital zircon ages in Palaeozoic and Mesozoic basement assemblages of the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Constraints for depositional ages and provenance. International Geology Review, 54(1), 93-110. doi:10.1080/00206814.2010.509158
- Alsleben, H., Wetmore, P. H., Paterson, S. R. 2014. Structural evidence for mid-Cretaceous suturing of the Alisitos arc to North America from the Sierra Calamajue, Baja California, Mexico. Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California, 691-711. https://doi.org/10.1130/2014.1211(22)
- Allmendinger, R.W. 2012. StereoWin for Windows.Versión 7.3.0. Recuperado de: www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet-7-for-windows/.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., Fisher, D. 2013. Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors: Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.
- 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. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 62 pp.
- Avilez-Serrano, P. 2012. Petrología y ambientes de emplazamiento de los plutones de la zona centromeridional del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 169 pp.
- Axen, G. 1995. Extensional segmentation of the Main Gulf Escarpment, Mexico and United States. Geology, 23(6), 515. doi:10.1130/0091-7613(1995)023<0515:esotmg>2.3.co;2
- Baranov, V., Naudy, H. 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole: Geophysics, 29(1), 67-79. https://doi.org/10.1190/1.1439334
- Bhattacharyya, B. K. 1964. Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization. Geophysics, 29(4), 517-531. https://doi.org/10.1190/1.1439386
- Best, M. G. 2003. Igneous and metamorphic petrology. Blackwell Science Ltd, 729 pp.
- Bons, P. D., Dougherty-Page, J., Elburg, M. A. 2001. Stepwise accumulation and ascent of magmas. Journal of Metamorphic Geology, 19(5), 627–633. doi:10.1046/j.0263-4929.2001.00334.x
- Brown, M. 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite to crustally derived granite connection in thickened orogens. Earth-Science Reviews, 36(1-2), 83–130. doi:10.1016/0012-8252(94)90009-4
- Burchardt, S. 2009. Mechanisms of magma emplacement in the upper crust. Tesis de doctorado en Ciencias. Niedersächsische Staats-und Universitätsbibliothek Göttingen. 125 pp.

Butler, Robert F. 1992. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Boston Blackwell.

- Caballero, C. I. M. 2011. La fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS): sus bases generales y ejemplos como auxiliar para determinar direcciones, fuentes y dinámicas de flujo. Monografía del Instituto de Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Camarena-García, M. A. 2006. Análisis morfológico y estructural de los complejos plutónicos de Baja California central a través de las técnicas de percepción remota. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 112 pp.
- Campbell, M., Crocker, J. 1993. Geology west of Canal de Ballenas, Baja California, Mexico. In: The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California, in, Gastil, R.G., and Miller, R.H., eds., Special Paper Geological Society of America 279, 61-76. Cardozo, N., and Allmendinger, R. W., 2013, Spherical projections with OSXStereonet: Computers & Geosciences, v. 51, no. 0, p. 193-205. doi: 10.1016/j.cageo.2012.07.021
- Cardozo, N., Allmendinger, R. W. 2013. Spherical projections with OSXStereonet. Computers & Geosciences, 51. 193-205 pp.
- Carrillo, J., Perez M. A., Gallardo L. A., Schill E. 2021. Joint inversion of gravity and magnetic data using correspondence maps with application to geothermal fields, Geophysical Journal International, ggab416. https://doi.org/10.1093/gji/ggab416
- Clemens, J. D., Mawer, C. K. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. Tectonophysics, 204(3-4), 339-360. doi:10.1016/0040-1951(92)90316-x
- Coleman, D.S., Bartley, J.M., Glazner, A.F., Pardue, M.J. 2012. Is chemical zonation in plutonic rocks driven by changes in source magma composition or shallow-crustal differentiation? Geosphere, 8(6), 1568-1587. doi:10.1130/ges00798.1
- Coleman, D. S., Mills, R. D., Zimmerer, M. J. 2016. The Pace of Plutonism. Elements, 12(2), 97-102. doi:10.2113/gselements.12.2.97
- Contreras-López, M., Delgado-Argote, L.A., Weber, B., 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, v. 88, no. July, p. 568-588. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.09.002.
- Contreras López, M. 2020. Petrología, geoquímica, isotopía Sr-Nd-Hf y geocronología U-Pb del transecto Sierra El Arco-El Barril: Magmatismo del Jurásico Medio al Cretácico Tardío, extremo sur del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México. Tesis de Doctorado en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 189 pp.
- Contreras-López, M., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., Torres-Carrillo, X. G., Frei, D., Gómez-Alvarez, D. K.
   2020. 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, 1-28. 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., Schmitt, A. K. 2021. 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

- Daines, M.J., 2000. Migration of melt. En: Sigurdsson, H., editor, Encyclopedia of Volcanoes, Academic Press, 69-88 pp.
- Delgado-Argote, L. A., García-Abdeslem, J. 1999. Shallow Miocene basaltic magma reservoirs in the Bahia de Los Angeles basin, Baja California, Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 88(1-2), 29-46. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00082-1
- Delgado-Argote, L. A., Avilez-Serrano, P., Torres-Carrillo, X. G., Peña-Alonso, T. and Weber, B. 2012. Petrologic features and tectonic context of discrete plutons in the southwestern margin of the Peninsular Ranges batholith, Mexico. In Geological Society of America Cordilleran Section-108th Annual Meeting, Abstracts with Programs (44), 74 pp.
- Dunlop, D., Özdemir, O. 1997. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. Cambridge: Cambridge University Press, 573 pp.
- 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 pp.
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., Allison, E. C. 1975. Reconnaissance Geology of the State of Baja California. doi:10.1130/MEM140-p1
- Gastil, G., Diamond, J., Knaack, C., Walawender, M., Marshall, M., Boyles, C., Chadwick, B., Erskine, B. 1990. Chapter 2: The problem of the magnetite/ilmenite boundary in southern and Baja California California. En J. L. Anderson (Ed.), The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism. https://doi.org/10.1130/MEM174-p19
- Gastil, R. G. 1993. Prebatholithic history of peninsular California. En R. G. Gastil & R. H. Miller (Eds.), The prebatholithic stratigraphy of peninsular California. https://doi.org/10.1130/SPE279-p145.
- Gastil, R. G., Kimbrough, D. L., Kimbrough, J. M., Grove, M., Shimizu, M. 2014. The Sierra San Pedro Mártir zoned pluton, Baja California, Mexico. Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California, 739-758. https://doi.org/10.1130/2014.1211(24)
- Henderson, R. G., Zietz, I. 1949. The computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields. Geophysics, 14(4), 508-516. https://doi.org/10.1190/1.1437558
- Hildebrand, R. S., Whalen, J. B. 2014. Arc and Slab-Failure Magmatism in Cordilleran Batholiths II-The Cretaceous Peninsular Ranges Batholith of Southern and Baja California. Geoscience Canada, 41(4), 399-458. https://doi.org/10.12789/geocanj.2014.41.059
- Hutton, D. H. W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 79(2-3), 245-255. doi:10.1017/s0263593300014255
- Johnson, S. E., Tate, M. C., Mark Fanning, C. 1999. New geologic mapping and SHRIMP U-Pb zircon data in the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Evidence for a suture?. Geology, 27(8), 743-746. doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0743:ngmasu>2.3.co;2
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. 2013. An introduction to geophysical exploration. John Wiley & Sons.

- Kimbrough, D. L., Grove, M., 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. doi:10.1130/B30914.1
- Kimbrough, D. L., Smith, D. P., Mahoney, J. B., Moore, T. E., Grove, M., Gastil, R. G., 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. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0491:FBSRTR>2.0.CO;2
- Langenheim, V.E., and Jachens, R.C. 2003. Crustal structure of the Peninsular Ranges batholith from magnetic data: Implications for Gulf of California rifting. Geophysical Research Letters, v. 30. https://doi.org/10.1029/2003GL017159
- Langenheim, V.E., Jachens, R.C., Aiken, C., 2014. Geophysical Framework of the Peninsular Ranges Batholith—Implications for Tectonic Evolution and Neotectonics, vol. 1211. 1-20. https://doi.org/10.1130/2014.1211(01)
- Le Maitre, R.W. 2002. Igneous Rocks: A classification and glossary of terms. Cambridge University Press, 236 pp.
- Marsh, M.J. 2000. Magma Chambers. En: Sigurdsson, H., editor, Encyclopedia of Volcanoes, Academic Press, 191-206 pp.
- Miller, R. B., Paterson, S. R. 1999. In defense of magmatic diapirs. Journal of Structural Geology, 21(8-9), 1161–1173. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00033-4
- Milsom, J. 2003. Field geophysics (Vol. 25). John Wiley and Sons.
- 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 374: Tectonic evolution of northwestern Mexico and the Southwestern USA, 374, 297-335. https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.297
- Paterson, S. R., Fowler, T. K. 1993a. Re-examining pluton emplacement processes. Journal of Structural Geology, 15(2), 191-206. https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90095-R
- Paterson, S. R., & Fowler, Jr, T. K. 1993b.Extensional pluton-emplacement models: Do they work for large plutonic complexes? Geology, 21(9), 781. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0781:EPEMDT>2.3.CO;2
- Paterson, S. R., Fowler, T. K., Miller, R. B. 1996. Pluton emplacement in arcs: a crustal-scale exchange process. Special Paper 315: The Third Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks, 115-123 pp. https://doi.org/10.1130/0-8137-2315-9.115
- Petford, N., Cruden, A. R., McCaffrey, K. J. W., Vigneresse, J.-L. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. Nature, 408(6813), 669-673. doi:10.1038/35047000
- Peña-Alonso, T.A., Delgado-Argote, L.A., Weber, B., Velasco-Tapia, F., Valencia, V. 2012. Geology and emplacement history of the Nuevo Rosarito plutonic suite in the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, México. Revista mexicana de ciencias geologicas, 29, 1-23 pp.

- Peña-Alonso, T. A., Delgado-Argote, L. A., Molina-Garza, R. S. 2015. Early Cretaceous pre-batholith dextraltranspression 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
- Schmincke, H.U. 2004. Volcanic hazards, volcanic catastrophes, and disaster mitigation. In Volcanism (229-258 pp). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Schmidt, K. L., Paterson, S. R. 2002. A doubly vergent fan structure in the Peninsular Ranges batholith: Transpression or local complex flow around a continental margin buttress? Tectonics, 21(5), 14-1-14-19. https://doi.org/10.1029/2001TC001353
- Schmidt, K. L., Paterson, S. R., Blythe, A. E., Kopf, C. 2009. Mountain building across a lithospheric boundary during arc construction: The Cretaceous Peninsular Ranges batholith in the Sierra San Pedro Martir of Baja California, Mexico. Tectonophysics, 477(3-4), 292-310. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.020
- Schmidt, K.L., Wetmore, P.H., Alsleben, H., 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. 645-668. https://doi.org/10.1130/2014.1211(20.
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J. (Eds.). 2000. The Encyclopedia of Volcanoes, Academic Press.
- Spera, F.J. 2000. Physical properties of magma. En: Sigurdsson, H., editor, Encyclopedia of Volcanoes, Academic Press, 171-190 pp.
- Tarling, D. H., Hrouda F. 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman & Hall, London, 217 pp.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. 1990. Applied Geophysics Second Edition: Cambridge University Press.
- Torres Carrillo, X. G. 2016. Relaciones tectónicas y magmáticas entre los arcos mesozoicos de la parte central de la península de Baja California, México. Tesis de Doctorado en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 222 pp.
- Torres-Carrillo, X.G., Delgado-Argote, L.A., Böhnel, H., Molina-Garza, R.S., 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, 489-509. https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1089425.
- Wilson, M. 1989. Igneous petrogenesis, Unwin Hyman, London, 450 pp.

## Anexos

Muestra	Coordenadas Latitud Longitud	Clasificación petrográfica	Paragénesis Textura		Protolito
1-XI-20	3165500 265214	Esquisto de Ms + Sill	Qz + Ms + Chl + Sill ± Bt	Foliación definida por Ms + Chl	Pelita-samita
2-XI-20	3152736 266404	Esquisto de And + Sill	Qz + Pl + Bt + And ± Sill ± Ms ± St	Foliación definida por Bt + Ms + Qz	Pelita-samita
3-XI-20	3152013 266155	Esquisto de And + Sill	Qz + Bt + And ± Sill ± Ms ± St	Foliación definida por Bt + Qz	Pelita-samita
4-XI-20	3152013 266155	Esquisto de Ms + Sill	Qz + Pl + Ms + Sill ± Bt ± Kfs	Foliación definida por Bt + Ms + Sill	Pelita-samita
5-XI-20	3152062 265920	Esquisto de Bt + Sill	Qz + Pl + Bt ± Ms ± Sill ± Kfs	Foliación definida por Bt + Ms	Pelita-samita
7-XI-20	3152595 265328	Esquisto And + Sill	Qz + Pl + Bt + And + Sill ± Kfs	Foliación definida por Bt + Sill	Pelita-samita
8-XI-20	3152562 264605	Esquisto de St + Sill	Qz + Pl + Bt + St ± Sill ± Kfs	Foliación definida por Bt	Pelita-samita
9-XI-20	3152645 265111	Esquisto de Sill + Grt	Qz + Pl + Bt + Sill ± Grt	Foliación definida por Bt + Sill	Pelita-samita
11-XI-20	3152174 265227	Esquisto de Bt + Sill	Qz + Bt + Sill + Ms ± Pl ± Kfs	Foliación definida por Bt + Sill	Dique félsico

 Tabla 2. Síntesis petrográfica de las rocas encajonantes de la zona sur del área de estudio.

Abreviaturas: And=andalucita, Bt=biotita, Chl=clorita, Grt=granate, Kfs=feldespato potásico, Ms=muscovita, Pl=plagioclasa, Qz=cuarzo, Sill=sillimanita y St=estaurolita. Coordenadas proyectadas UTM zona 12R (datum WGS 84).

Muestra	Coordenadas Latitud Longitud	Clasificación petrográfica	Paragénesis Textura		Protolito
16-XI-20	3209245 218688	Esquisto de Hbl + Bt	Hbl + Qz + Pl ± Ep ± Bt	Ligera foliación definida por Hbl + Bt	Lava
17-XI-20	3209245 218688	Esquisto de Hbl + Bt	Hbl + Qz + Pl $\pm$ Ep $\pm$ Bt	Ligera foliación definida por Hbl + Bt	Dique máfico
19-XI-20	3216800 214398	Esquisto cuarzofeldespático con Bt	Qz + Pl + Kfs + Bt ± Hbl Ligera foliación definida por Bt		Xenolito
21-XI-20	3216800 214398	Esquisto de Chl	Chl + Ep + Qz + Pl	Ligera foliación definida por Chl	Dique máfico
22-XI-20	3205781 229755	Esquisto de Chl	Chl + Tr + Qz + Pl + Ep ± Cal Foliación definida por Chl + Cal		Volcaniclástico
23-XI-20	3205710 229869	Esquisto cuarzofeldespático con Ms	Qz + Pl + Ms	Foliación definida por Ms + Qz	Lava
24-XI-20	3206238 227811	Esquisto cuarzofeldespático calcáreo	$Qz + PI + Kfs + Cal \pm Ms$	Foliación definida por Qz + Cal	Lodolita calcárea
25-XI-20	3206083 227141	Esquisto cuarzofeldespático con Ms + Cal	Qz + Pl + Kfs + Ms ± Cal	Foliación definida por Qz + Cal	Lodolita

 Tabla 3. Síntesis petrográfica de las rocas encajonantes de la zona norte del área de estudio.

Continuación

Muestra	Coordenadas tra Latitud Clasificación Longitud petrográfica		Paragénesis	Textura	Protolito
26-XI-20	3202196 225910	Esquisto cuarzofeldespático con Bt + Ms	Qz + Pl + Kfs + Bt ± Ms	Foliación definida por Qz + Pl + Bt	Volcaniclástico
27-XI-20	3197929 227201	Esquisto cuarzofeldespático con Ms + cal	Qz + Pl + Kfs + Ms ± Cal	Foliación definida por Qz + Pl	Lava
28-XI-20	3213188 227873	Esquisto cuarzofeldespático con Ms + Cal	Qz + Pl + Kfs + Cal + Ms	Foliación definida por Qz	Lodolita calcárea
1-IV-21	3194563 227006	Esquisto cuarzofeldespático con Chl + Cal	Qz + Pl + Chl + Cal	Foliación definida por Chl	Lava
2-IV-21	3194274 227037	Esquisto cuarzofeldespático con Chl + Cal	Qz + Pl + Chl + Cal	Foliación definida por Qz + Chl	Lava
3-IV-21	3189990 226712	Esquisto cuarzofeldespático con Chl + Cal	Qz + Pl + Chl + Cal	Foliación definida por Qz + Chl	Volcaniclástico
5-IV-21	3187567 230597	Esquisto cuarzofeldespático Calcáreo	Qz + Pl + Kfs + Cal ± Ms	Foliación definida por Qz + Cal	Lodolita calcárea

 Tabla 3. Síntesis petrográfica de las rocas encajonantes de la zona norte del área de estudio.

Continuación

Muestra	Coordenadas Latitud Longitud	Clasificación petrográfica	Paragénesis	Textura	Protolito
24-IV-21	3207631 244488	Esquisto de Hbl + Bt	Qz + Pl + Hbl + Ep + Bt ± Cal	Foliación definida por Hbl + Bt	Lava
25-IV-21	3207631 244488	Esquisto cuarzofeldespático con Bt + Ms	Qz + Pl + Bt + Ms ± Kfs	Foliación definida por Qz + Bt	Conglomerado
26-IV-21	3207631 244488	Esquisto cuarzofeldespático con Bt + Ms	Qz + Pl + Bt + Ms ± Kfs	Foliación definida por Qz + Bt	Conglomerado
27-IV-21	3207555 245911	Esquisto de Grt + Bt	Qz + Pl + Grt + Bt + Ms ± Kfs	Foliación definida por Bt + Ms	Conglomerado

 Tabla 3. Síntesis petrográfica de las rocas encajonantes de la zona norte del área de estudio.

Abreviaturas: Bt=biotita, Cal=calcita, Chl=clorita, Ep=epidota, Grt=granate, Hbl=hornblenda, Kfs=feldespato potásico, Ms=muscovita, Pl=plagioclasa y Qz=cuarzo. Coordenadas proyectadas UTM zona 12R (datum WGS 84).

Muestra	Coordenadas Latitud Longitud	Clasificación Petrográfica	Qz	PI	Kfs	Орх	Срх	Hbl	Bt	Ор	Textura	Accesorios
6a-XI-20	3152595 265328	Qdio de Bt	7	55	0	0	0	0	36	2	Hipidiomórfica	Op y Ttn
6b-XI-20	3152595 265328	Qdio de Bt	6	60	0	0	0	0	32	2	Hipidiomórfica	Op y Ttn
10-XI-20	3152174 265227	Grd de Bt	21	61	7	0	0	0	11	<1	alotriomórfica	Ор у Ар
12-XI-20	3181993 250919	Grd de Bt	26	41	15	2	0	5	10	<1	alotriomórfica	Op, Ttn, Ap y Crn
13-XI-20	3181993 250919	Grd de Bt	22	54	8	0	0	3	12	1	alotriomórfica	Op, Ttn y Ap
28-IV-21	3207631 244488	Grd de Bt	29	48	11	0	0	2	9	1	alotriomórfica	Op y Ttn

Tabla 4. Síntesis petrográfica de las rocas plutónicas de la zona sur del área de estudio.

Composición modal (%) basada en el conteo de 400 puntos por lámina delgada. La clasificación se realizó con el diagrama QAP (Le Maitre, 2002), texturas de acuerdo con Mackenzie et al. (1989). Abreviaturas: Ap=apatita, Bt=biotita, Cpx=clinopiroxeno, Crn=circón, Grd=granodiorita, Hbl=hornblenda, Kfs=feldespato potásico, Ms=muscovita, Op=óxido opaco, Opx=ortopiroxeno, Pl=plagioclasa, Qdio=cuarzodiorita, Qz=cuarzo y Ttn=titanita. Coordenadas proyectadas UTM zona 12R (datum WGS 84).

Muestra	Coordenadas Latitud Longitud	Clasificación petrográfica	Paragénesis	Textura	Accesorios
14-XI-20	3210337 230518	Granitoide de Bt + Ms	Kfs + Pl + Qz + Bt ± Ms ± Hbl	Protomilonítica	Op, Ttn y Ap
15-XI-20	3209245 218688	Granitoide de Hbl + Bt	Kfs + Qz +Pl + Hbl + Bt	Protomilonítica	Op, Ttn y Ap
18-XI-20	3209239 218342	Granitoide de Hbl + Bt	Pl + Qz + Hbl + Bt ± Kfs	Protomilonítica	Op, Ttn y Ap
20-XI-20	3216800 214398	Granitoide de Hbl + Bt	Pl + Qz + Kfs + Hbl + Bt	Protomilonítica	Ttn y Ap
29-XI-20	3213188 227873	Granitoide de Bt + Ms	PI + Qz + Kfs + Bt ± Ms ± Hbl	Protomilonítica	Op, Ttn y Ap
4-IV-21	3189812 227323	Granitoide de Bt	PI + Qz + Bt ± Kfs	Protomilonítica	Op y Ttn
6-IV-21	3198261 235021	Granitoide de Ms	Qz + Pl + Ms ± Kfs	Milonítica	Ttn
7-IV-21	3198219 234915	Granitoide de Ms + Bt	Qz + Pl + Ms + Bt ± Kfs	Milonítica	Ttn
8-IV-21	3202532 232257	Granitoide de Bt + Ms	Qz + Kfs + Pl + Bt + Ms	Protomilonítica	Op y Ttn

 Tabla 5. Síntesis petrográfica de las rocas plutónicas de la zona norte del área de estudio.

Continuación

Muestra	Coordenadas Latitud Longitud	Clasificación petrográfica	Paragénesis	Textura	Accesorios
9-IV-21	3202532 232257	Granitoide de Bt + Ms	Kfs + Pl + Qz + Bt ± Ms ± Hbl	Protomilonítica	Op y Ttn
10-IV-21	3202532 232257	Granitoide de Hbl + Bt	Kfs + Qz +Pl + Hbl + Bt	Protomilonítica	Op y Ttn
14-IV-21	3217764 213649	Granitoide de Hbl + Bt	Pl + Qz + Hbl + Bt ± Kfs	Protomilonítica	Op y Ttn

**Tabla 5.** Síntesis petrográfica de las rocas plutónicas de la zona norte del área de estudio.

Texturas de acuerdo con Mackenzie et al. (1989). Abreviaturas: Ap=apatita, Bt=biotita, Hbl=hornblenda, Kfs=feldespato potásico, Ms=muscovita, Op=óxido opaco, Pl=plagioclasa, Qz=cuarzo y Ttn=titanita. Coordenadas proyectadas UTM zona 12R (datum WGS 84).