

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



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

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

Presenta:

Nina Adhara Elena Ávila Ortiz

Ensenada, Baja California, México
2021

Tesis defendida por
Nina Adhara Elena Ávila Ortiz

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Director de tesis

Miembros del comité

Dr. Marco Antonio Pérez Flores

Dr. Bodo Weber

Dr. Heriberto Márquez Becerra



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

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Nina Adhara Elena Ávila Ortiz** 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 del plutón zonado La Primavera en el borde de las zonas occidental y oriental del sur del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California

Resumen aprobado por:

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Director de tesis

El plutón zonado La Primavera forma parte de un complejo batolítico que aflora en un área de más de 500 km² al sur del Cinturón Batolítico Peninsular del Cretácico (29°N y 114°W). Dicho cuerpo es un *stock* que se caracteriza por presentar una señal magnética superior a los 400 nT, que lo hace similar a los plutones de la zona occidental del Cinturón Cretácico. El plutón está concéntricamente zonado, su núcleo es máfico compuesto principalmente por diorita y gabro, y sus márgenes son de composición tonalítica a granítica, mayormente deformados. Según los análisis petrográficos las distintas litologías siguen de manera general la tendencia de la serie cálcica. A partir de fechamientos U-Pb en circones de plutones zonados similares, localizados hacia el sur de la zona de estudio entre Nuevo Rosarito y Calmallí, se infiere que la edad del plutón puede ser mayor de 100 Ma. Los resultados de los análisis magnetométrico y estructural sugieren que la geometría del cuerpo máfico magnetizado es de aspecto cilíndrico con bordes subverticales. Se infiere que el cuerpo máfico pudo haber sido levantado durante el emplazamiento sintectónico de las unidades félsicas en un episodio de deformación regional, asociado a la convergencia del segmento de arco Alisitos contra la margen continental, reportada en ca. 115-100 Ma al norte del área de estudio. En la zona colindan las fronteras de cinturones de unidades litológicas prebatolíticas por lo que, en el contexto tectónico regional, se sugiere que el batolito La Primavera pudo haberse emplazado en la zona de sutura entre el arco Alisitos del Jurásico-Cretácico y una fracción del margen continental.

Palabras clave: Cinturón Batolítico Peninsular sur, plutón La Primavera, magnetometría

Abstract of the thesis presented by **Nina Adhara Elena Ávila Ortiz** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Geology.

Geological and magnetometric analysis of the La Primavera zoned pluton on the edge of the western and eastern zones of the southern Peninsular Ranges Batholith, Baja California

Abstract approved by:

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Thesis Director

The La Primavera zoned pluton is part of a batholithic complex that outcrops in an area of over 500 km² south of the Cretaceous Peninsular Ranges batholith (29°N y 114°W). This intrusive body is a stock that is characterized by presenting a magnetic signal greater than 400 nT, as the plutons emplaced in the western zone of the Cretaceous batholith. The pluton is concentrically zoned having a mafic nucleus mainly composed of diorite and gabbro, and tonalitic to granitic deformed margins. According to the petrographic analysis, the different lithologies roughly follow a calcium series trend. From U-Pb dating of zircons from similar zoned plutons located south of the study area, between Nuevo Rosarito and Calmallí, it is inferred that the age of the pluton is probably greater than 100 Ma. The results of the magnetometric and structural analysis suggest that the geometry of the magnetized mafic body is cylindrical in appearance showing subvertical edges. It is inferred that the mafic body uplifted during the syn-tectonic emplacement of felsic units in an episode of regional deformation, associated to the convergence of the Alisitos arc segment against the continental margin, reported in ca. 115-100 Ma north of the study area. The borders of the prebatholithic terranes converge in the study area, and considering the regional tectonic context, it is suggested that the La Primavera batholith was emplaced in the suture zone between the Jura-Cretaceous Alisitos arc and a fraction of the continental margin.

Keywords: Peninsular Ranges batholith, La Primavera zoned pluton, magnetometry

Dedicatoria

A mis abuelos:

Magdalena Betancourt Orozco,

Jorge Ortiz Franco,

Rafael Ávila Hoyos,

Nina Lozano Montemayor.

Agradecimientos

Agradezco al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE), en especial a la División de Ciencias de la Tierra, por darme la oportunidad de formarme como Maestra en Ciencias de la Tierra, y a todos los profesores y técnicos de la división de los cuales aprendí. Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca que se me otorgó (No. becario 909586) para desarrollar y concretar exitosamente mis estudios de posgrado.

Agradezco al proyecto CONACyT 51483, Convocatoria Ciencia de Frontera, por su apoyo en edición.

Quiero agradecer a mi director de tesis y profesor el Dr. Luis Alberto Delgado Argote por el tiempo, la paciencia y la dedicación que ha tenido para conmigo durante todas las etapas del desarrollo del presente trabajo.

Al Dr. Marco Antonio Pérez Flores y al M.Cs. Jonathan Carrillo López, por su apoyo y aportaciones para el modelado magnético de la zona de estudio. Al Dr. Manuel Contreras López por su apoyo durante las jornadas de campo y aportaciones para el presente trabajo.

A mis sinodales el Dr. Marco Antonio Pérez Flores, el Dr. Bodo Weber y el Dr. Heriberto Márquez Becerra, por tomarse el tiempo para leer y comentar este trabajo.

A Gabriel Rendón Márquez por su apoyo en el laboratorio de Petrografía y a Edgar Mastache Román por su asesoramiento para la manipulación del software geofísico.

De manera personal agradezco a mi mamá por todo el amor, por siempre alentarme a conseguir mis metas y por su ayuda incondicional en esta nueva etapa de mi vida, y a mi papá por apoyarme siempre que lo necesité. A Paula mamá, a mi hermana Paula y mis hermanos Rafa y Charly por el cariño y los momentos amenos. Agradezco a mis tíos Laura, Jorge, Leonardo y Alejandra por darme un pedacito de ellos, que llevo conmigo siempre. Agradezco a Klaus y Leonore, por todo el cariño y apoyo. A mis amigos Xilu, Queto, Pelos, Sipi, Elvis, Adriana e Itzel, por siempre estar presentes en mi vida sin importar la distancia. Agradezco haber podido conocer a mis amigos Karina, Eliana, Jorge y Diana.

Por último, agradezco a mi esposo Thomas Mollidor por darme la fuerza y confianza durante los momentos adversos y por consentirme y amarme siempre. ¡Te amo!

Tabla de contenido

Resumen en español	i
Resumen en inglés	ii
Dedicatoria	iii
Agradecimientos	iv
Lista de Figuras	vi
Lista de tablas	ix
1 Introducción.....	1
1.1 Antecedentes	1
1.1.1 Sistemas de conectividad (<i>plumbing</i>) magmática.....	1
1.1.2 Ambientes de emplazamiento (producción, transporte y almacenamiento).....	3
1.1.3 Plutones.....	5
1.1.4 Estudios magnetométricos.....	7
1.2 Marco geológico regional.....	9
1.2.1 Cinturón Batolítico Peninsular	9
1.2.2 Región meridional del CB Peninsular	15
1.3 Hipótesis.....	19
1.4 Objetivos	19
1.4.1 Objetivos particulares	20
2 Metodología	21
2.1 Cartografía geológica	21
2.2 Trabajo de campo.....	21
2.3 Petrografía.....	22
2.4 Análisis estructural	22
2.5 Análisis magnetométrico.....	23
3 Resultados	26
3.1 Litología y petrografía	26
3.1.1 Unidades litológicas	27
3.2 Análisis estructural	40
3.2.1 Lineamientos	40
3.2.2 Foliación y lineación	42
3.3 Magnetometría	45
3.3.1 Susceptibilidades magnéticas y litologías	45
3.3.2 Modelado magnético	47
4 Discusión	53
5 Conclusiones.....	58
Literatura citada	59

Lista de Figuras

- Figura 1.** Representación esquemática en corte vertical de un sistema de conectividad magmática (magmatic plumbing) donde se muestran los canales de transporte y almacenamiento de magma desde el manto hasta la superficie terrestre (modificado de Magee et al., 2018).....2
- Figura 2.** Representación conceptual de las distintas fronteras tectónicas. Las estimaciones de producción magmática se tomaron de Fisher y Schmincke (1984). El volumen de magma se encuentra expresado en km³/año (modificado de Schmincke, 2004).....3
- Figura 3.** Representación esquemática de las fronteras laterales de un sistema magmático. Se muestran las variaciones de temperatura entre liquidus y solidus, donde la cristalinidad 1.0 = totalmente cristalino y 0 = completamente fundido. La viscosidad se incrementa exponencialmente en la angosta zona de cristalinidad crítica. Las fronteras reológicas son según Marsh (2000) y el esquema fue modificado de Sinton *et al.* (1992).....5
- Figura 4.** Representación esquemática de algunos procesos asociados al emplazamiento de un plutón en la corteza. Aquellos que ocurren en la corteza superior son de carácter frágil, mientras que a mayor profundidad son dúctiles. El flujo de retorno puede acomodar parte de la expansión lateral que provee espacio para el plutón (modificado de Best, 2003).6
- Figura 5. A)** Mapa geológico simplificado del CB Peninsular. En itálicas se resaltan las estructuras, en negritas las localidades (modificado de Hildebrand y Whalen, 2014). **B)** Distribución de los cinturones prebatolíticos. Abreviaturas: BA: Bahía de los Ángeles; fAB: falla Agua Blanca; NR: Nuevo Rosarito; SSPM: Sierra San Pedro Mártir (modificado de Contreras-López et al., 2020).10
- Figura 6. A)** Mapa del campo magnético filtrado para fuentes magnéticas profundas, cuyo borde es la línea punteada negra, mientras que la línea delgada roja indica la ubicación de los contrastes de magnetización dentro de la corteza superior y media. **B)** Mapa del potencial magnético (pseudogravimetría). Los triángulos negros y morados son centros volcánicos (Gastil *et al.*, 1975) y la línea punteada azul representa la línea magnetita/ilmenita (Gastil *et al.*, 1990). El contorno delineado en blanco en Baja California Sur representa la cobertura volcánica del Cenozoico. En el recuadro negro se ubica el batolito La Primavera. Otras abreviaturas: ABF: falla Agua Blanca; EF: falla Elsinore; SAF: falla San Andrés; SJF: falla San Jacinto (tomado de Langenheim *et al.*, 2014).14
- Figura 7.** Comparación entre los mapas geológicos previos a este estudio: **A)** mapa de reconocimiento geológico de Gastil *et al.* (1975) y unidades litológicas propuestas; **B)** compilación de las cartas geológicas del INEGI (1977) con litología parcialmente verificada en campo: El Crucero (H11-D49), Punta Prieta (H11-D59), Sierra La Primavera (H12-C41) y Agua de Higuera (H12-C51). En los recuadros se resaltan las litologías de interés para el presente trabajo. El resto de las unidades litológicas corresponden a rocas volcánicas y sedimentarias del Cuaternario.15
- Figura 8.** Litologías dominantes en los cinturones prebatolíticos del sur del CB Peninsular (Contreras López, 2020), indicando en el recuadro rojo el plutón La Primavera. Las líneas blancas representan los *cronornos* de Ortega-Rivera (2003). Abreviaturas: BA: Bahía de los Ángeles; M.S.B.: Misión San Borja; NR: Nuevo Rosarito; S.D.; Santo Dominguito; pC: plutón Calmallí pCOM: plutón Compostela; pPB: plutón Piedra Blanca; pSP: plutón San Pedro. Imagen satelital tomada de Google Earth (enero, 2021).....17

- Figura 9.** Imagen satelital de la zona control donde se muestran los sitios que se levantaron durante las jornadas de campo. En color rosa se resaltan aquellos sitios donde se tomaron mediciones de susceptibilidad magnética y con estrellas se representan las muestras petrográficas colectadas por sitio. La línea blanca sólida corresponde a la carretera federal y las líneas negras delgadas simbolizan a caminos de terracería. Imagen satelital tomada de Google Earth (enero, 2021).....25
- Figura 10.** Diagrama de clasificación modal QAP para todas las rocas intrusivas del pPrimavera. La subdivisión de las rocas entre deformadas y no deformadas se realizó con base en las observaciones en campo y el análisis petrográfico. Los números representan las abreviaturas de las muestras y los asteriscos señalan aquellas en las que se realizaron estimaciones visuales. Las líneas de tendencias modales se tomaron de Frost y Frost (2008).....27
- Figura 11.** Mapa litológico de la zona de control donde se ubican las muestras petrográficas representadas con estrellas junto con su abreviatura numérica. Los diques se interpretaron mediante imágenes satelitales y fueron clasificados de acuerdo con su edad inferida.....29
- Figura 12.** Fotomicrografías con luz polarizada (NX) de algunas muestras representativas de las unidades litológicas del pPrimavera. **A)** Gabro (KGa). Al centro de la imagen se observa un agregado de olivinos rodeados por labradoritas subhedrales a euhedrales. **B)** Diorita (KD). La muestra es relativamente fresca y poco alterada, en ella se observan andesinas subhedrales a euhedrales, hornblendas subhedrales y clinopiroxenos cloritizados. **C)** Granito (KGr). En esta muestra se observan fenocristales de feldespato potásico embebidos en una matriz de cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico, así como las texturas pertíticas y mirmequíticas de exolución. **D)** Granitoide (KGdd). Esta muestra se encuentra milonitizada con “augen” de feldespato potásico y plagioclasa. La biotita y epidota precipitan en los planos de cizalla. La matriz se compone de cuarzo fino, feldespato potásico (distinguible gracias al cobalnitrito de sodio en la galleta) y plagioclasa. Abreviaturas: Qz: cuarzo; Kfs: feldespato potásico; Pl: plagioclasa; Prt: pertita; Bt: biotita; Ep: epidota; Hbl: hornblenda; Cpx: clinopiroxeno; Px: piroxeno; Ol: olivino.....33
- Figura 13.** Fotografías de los afloramientos de algunos sitios clave del pPrimavera. **A)** Secuencia metamórfica (ME-Gn) intrusionada por granodiorita (Gd). **B)** Posible dique diorítico exhibiendo líneas de flujo magmático. **C)** Bandas de tonalita (KTn) dentro de la unidad diorítica (KD) en una zona de mezcla (mingling). **D)** Derrames lávicos brechados en el borde occidental del plutón. **E)** Deformación por cizallamiento en la unidad granodiorítica (KGdd) en el borde noroeste del plutón.34
- Figura 14.** Modelo de elevación digital tridimensional con una vista de inclinación de 60° y en la esquina superior derecha el diagrama de rosas mostrando las tendencias de los lineamientos, los cuales están representados por las líneas negras. En total se calcularon 541 segmentos de líneas de aproximadamente 200 m de longitud.....41
- Figura 15.** Mapa estructural de la zona control. Los estereogramas muestran los planos promedio de foliación y las lineaciones promedio de cada sector, donde los rasgos geométricos asociados a la serie plutónica y metamórfica se resaltan con rojo y verde, respectivamente. El número de datos (n) y los valores característicos (Eg) se distinguen bajo el mismo código de colores, el Eg del esfuerzo principal máximo (σ_1) de cada sector se distingue con negro.....44
- Figura 16. A)** Mapa del campo magnético filtrado para fuentes magnéticas profundas de Langenheim et al. (2014), indicando la frontera de dichas fuentes por la línea negra punteada. El recuadro negro representa el área de B. **B)** Mapa del campo magnético en el área de estudio (reducido al polo) y

- la línea magnetita/ilmenita de Gastil et al. (1990) representada por la línea negra punteada. En los recuadros se muestra el área de las secciones horizontales y el área del mapa de las secciones transversales descritos en este capítulo.46
- Figura 17.** En el diagrama superior se muestra el rango de susceptibilidades por unidad litológica. El diagrama inferior muestra la variación de la susceptibilidad magnética según el contenido en óxidos (medido en vol. % a partir de conteos en láminas delgadas).47
- Figura 18.** Secciones horizontales extraídas del modelo magnético tridimensional para diferentes valores de profundidad (z). En cada sección se muestra la litología que se infiere que se encuentra asociada con los altos magnéticos del área, derivado de las interpretaciones realizadas en la zona de control, así como las unidades deformadas asociadas a zonas de milonitización. Imagen satelital tomada de Google Earth (enero, 2021).50
- Figura 19.** **A)** Secciones transversales en la zona de control. Los recuadros con letras representan los distintos cuerpos inferidos a partir de las secciones horizontales. **B)** Mapa mostrando la ubicación de las secciones transversales y el delineado de los bordes del cuerpo a profundidad interpretado de la sección horizontal a 1 km de profundidad.51
- Figura 20.** **A)** Modelo magnético tridimensional para toda la zona de estudio, sin exageración vertical. En gris se muestra la isosuperficie de magnetización = $0.7 Am$, en rosa se muestra la isosuperficie de magnetización = $2 Am$. En el modelo se observa la sección transversal B-B' como referencia. **B)** Imagen satelital de la zona de estudio donde se resaltan las litologías asociadas a los altos magnéticos derivado de la interpretación en la zona de control, así como las unidades deformadas asociadas a zonas de deformación. Inclinación = 48.4° . Imagen satelital tomada de Google Earth (enero, 2021).52
- Figura 21.** Sección transversal B-B' de valores de magnetización y litología de la zona de control. El borde inferido del cuerpo se interpretó de la sección horizontal a -1 km. También se muestran los estereogramas de las foliaciones que se aproximan a la sección transversal B-B'. Las letras b y d corresponden a cuerpos máficos interpretados. El bajo de magnetización al final la sección transversal B-B' se asocia con la zona de deformación observada en el cuerpo granodiorítico en la superficie. Las letras W (Sector occidental), S (Sector sur) y E2 (Sector oriental 2) corresponden a la división por sectores de la sección estructural. Inclinación = 36°56

Lista de tablas

Tabla 1. Características de los grupos de materiales magnéticos y algunos ejemplos de minerales.....	8
Tabla 2. Resumen petrográfico de las rocas prebatolíticas de la zona de control.	35
Tabla 3. Resumen petrográfico de la serie plutónica de la zona de control.....	36

1 Introducción

Los plutones son cuerpos magmáticos intrusivos que pueden ser vistos como cámaras magmáticas extintas, *ergo*, cámaras magmáticas fósiles. Éstas se formaron a través de los mismos procesos petrológicos que actúan hoy en día y son una especie de fotografía al pasado, que puede contribuir a resolver incógnitas sobre la dinámica de los magmas en el interior de la Tierra (Gudmundsson, 2012). Además, los plutones forman una parte importante para interpretar los sistemas de conectividad (*plumbing*) magmática. A través de ellos se entiende la generación, almacenamiento y ascenso del magma desde el manto hasta la superficie terrestre, en todos los contextos geológicos (Burchardt *et al.*, 2018; Cashman *et al.*, 2017).

El Cinturón Batolítico Peninsular (CB Peninsular) representa el segmento meridional del margen occidental de la Cordillera de Norte América, que se extiende desde Alaska, Estados Unidos de América (EE.UU.) hasta la punta sur de la península de Baja California, México (Herzig *et al.*, 2014; Langenheim *et al.*, 2014). Gran parte de los análisis geológicos, geoquímicos y geofísicos realizados sobre el CB Peninsular en México se concentran en la región norte de Baja California. En virtud de ello, es importante estimular y fortalecer el estudio sistemático de los plutones en la región sur del estado, ya que contribuirá a resolver la historia geológica del noroeste del país y soportar alguno de los modelos tectónicos existentes, que aún son controversiales (Torres-Carrillo *et al.*, 2016).

El propósito del presente trabajo es caracterizar al plutón aquí nombrado La Primavera (pPrimavera) para resolver su historia de emplazamiento desde un enfoque multidisciplinario que integra elementos de la geología y la geofísica. Dicho plutón forma parte del complejo batolítico La Primavera, ubicado al sur del CB Peninsular. De igual manera, se pretende esclarecer la frontera entre los distintos cinturones prebatolíticos que colindan en esta zona.

1.1 Antecedentes

1.1.1 Sistemas de conectividad (*plumbing*) magmática

Para entender y explicar los sistemas de conectividad (*plumbing*) magmática es necesario proporcionar una definición de magma. Según el autor o la disciplina científica que lo estudia (p.ej. petrología o

sismología) la definición puede resaltar ciertas características. Sin embargo, de manera general, un magma es una mezcla de múltiples fases de cristales, líquidos y gases, o bien, un fluido supercrítico formado por material parental parcial o totalmente fundido (Spera, 2000). En este trabajo se adopta la definición de Glazner *et al.* (2016), quienes proponen que “magma se denomina a todo el material rocoso de origen natural, total o parcialmente fundido, generado dentro de un cuerpo planetario, que consiste en una masa fundida con o sin cristales y burbujas de gas, cuya proporción de fundido es suficientemente alta para poder intrusionar o extrusionar”.

Si se parte de lo anterior, los sistemas de conectividad (*plumbing*) magmática se pueden entender como toda la serie de conductos y reservorios interconectados cuya función es controlar la producción, el almacenamiento y la transportación del magma. Estos sistemas verticalmente extensos, son el puente que conecta al manto con la superficie terrestre; se localizan debajo de todos los edificios volcánicos y existen en todos los ambientes tectónicos (Figura 1; Burchardt *et al.*, 2018; Cashman *et al.*, 2017).

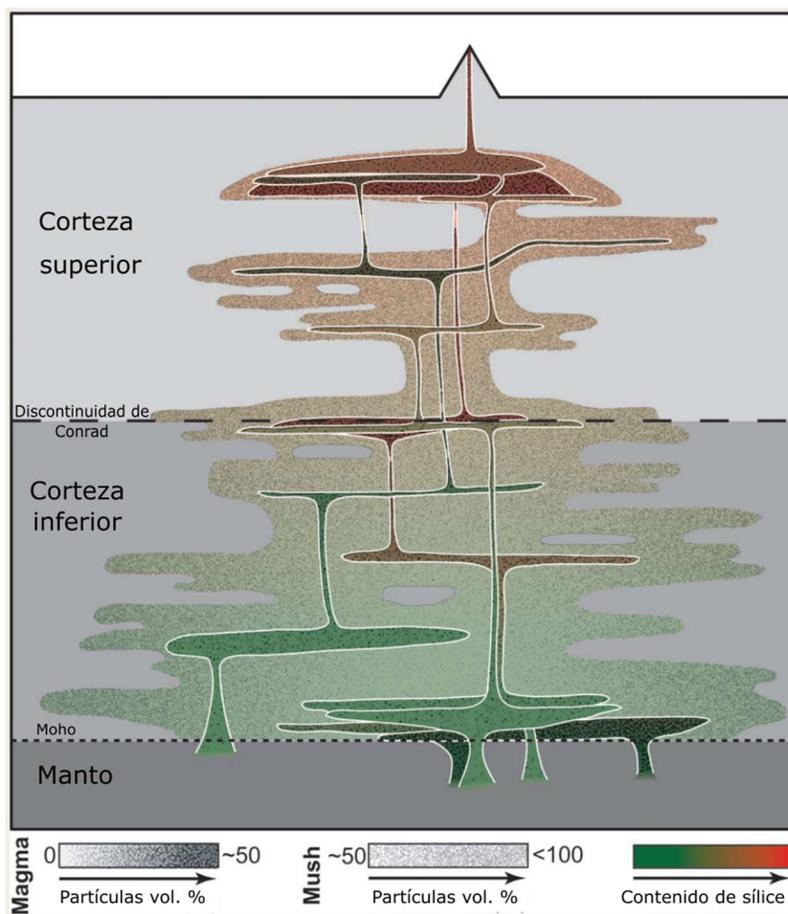


Figura 1. Representación esquemática en corte vertical de un sistema de conectividad magmática (magmatic plumbing) donde se muestran los canales de transporte y almacenamiento de magma desde el manto hasta la superficie terrestre (modificado de Magee *et al.*, 2018).

1.1.2 Ambientes de emplazamiento (producción, transporte y almacenamiento)

A nivel mundial, la mayor producción de magma se da en las fronteras tectónicas divergentes, principalmente en las dorsales oceánicas. En segundo lugar, se produce en las fronteras convergentes, particularmente en los sistemas de arco, ya sean oceánicos o continentales (Wilson, 1989). El CB Peninsular, en donde se localiza el pPrimavera, se encuentra en un ambiente con características de ambos tipos de arco, probablemente como resultado de la subducción de larga vida de la placa de Farallón (Sigloch *et al.*, 2013). En la Figura 2 se puede observar de manera conceptual los distintos ambientes tectónicos y sus principales sistemas de generación y almacenamiento magmático, así como el volumen aproximado de producción anual de magma que ha ocurrido durante el Cenozoico (Schmincke, 2004; Wilson, 1989).

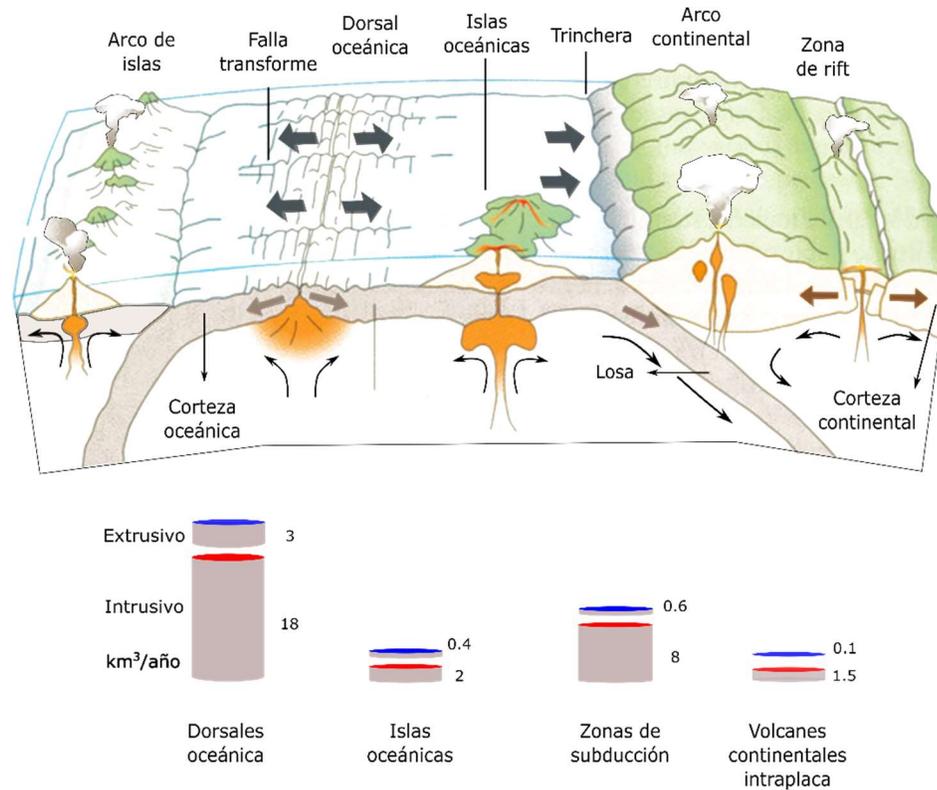


Figura 2. Representación conceptual de las distintas fronteras tectónicas. Las estimaciones de producción magmática se tomaron de Fisher y Schmincke (1984). El volumen de magma se encuentra expresado en $\text{km}^3/\text{año}$ (modificado de Schmincke, 2004).

Existen tres mecanismos principales por los cuales se funden las rocas peridotíticas del manto: 1) por descompresión adiabática, 2) por aumento en la temperatura y 3) por adición de volátiles. Una vez que el magma es producido se mueve a través de la litósfera debido al contraste de densidades que le da

flotabilidad. Se conocen distintos mecanismos de transporte, aunque probablemente el ascenso en forma de diques y el diapirismo sean los principales (Best, 2003).

Cuando el magma alcanza una zona de flotabilidad neutra, es decir, donde su densidad y la de la roca encajonante son similares, con suficiente tiempo y aporte magmático, el fundido puede formar cámaras magmáticas (Best, 2003).

Una cámara magmática puede definirse según Sinton *et al.* (1992), simplemente como un reservorio dentro de la litósfera terrestre ocupado por un cuerpo de magma. Las fronteras reológicas de dicho cuerpo se encuentran dominadas por la proporción entre líquido y cristales (Figura 3). Por encima de la temperatura de liquidus todo el material está fundido y, por debajo de ella, comienza la cristalización, la cual aumenta conforme la masa se enfría.

Un parámetro relevante es la cristalinidad crítica, cuya zona está restringida a un contenido entre el 50 y 70 % de cristales dependiendo de la naturaleza del magma. Esta zona también define el límite en donde el magma deja de comportarse como un fluido de tipo Newtoniano y cambia a uno de tipo Bingham, capaz de transmitir ondas sísmicas tipo S (Sinton *et al.*, 1992).

Según Marsh (2000), el espacio que existe entre el liquidus y el solidus define un frente de solidificación, donde existen cuatro divisiones reológicas y dinámicas distintas: 1) en la zona de suspensión los cristales alcanzan entre 0 y 25 %, pueden moverse de manera relativamente libre pues existe líquido entre ellos. 2) En el frente de captura, ubicado en el borde con 25 % de cristales de la zona de suspensión, la viscosidad ha aumentado por un factor de 10 y la probabilidad de que los cristales escapen del frente de solidificación es mínima. 3) En la zona de *mush*, la cual incluye la zona de suspensión, tiene sus límites entre el frente de captura (Marsh, 2000) y el valor máximo de cristalinidad crítica; en esta zona los cristales están en contacto, pero no forman agregados. 4) En la corteza rígida (*mesh*), el límite se extiende hasta la temperatura de solidus donde el porcentaje de cristales alcanza el 100 % y el material ya no puede fluir.

Debe considerarse que las subdivisiones del frente de solidificación (Figura 3) están estrechamente relacionadas con el equilibrio de fases específico de cada magma y que todo el frente de solidificación, característico en todos los cuerpos magmáticos, es un rasgo de la dinámica de solidificación. Es decir, se propaga hacia el interior del cuerpo, pero no uniformemente, ya que depende de parámetros como la viscosidad y la temperatura, tanto del magma como de la roca encajonante. El frente de solidificación se

engrosa con el tiempo hasta que todo el material ha cristalizado completamente y es entonces cuando se forman los plutones (Best, 2003).

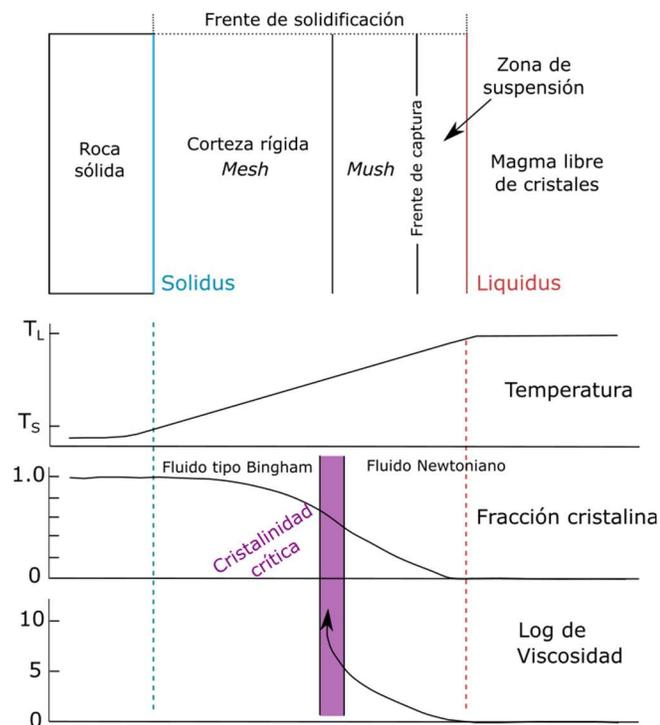


Figura 3. Representación esquemática de las fronteras laterales de un sistema magmático. Se muestran las variaciones de temperatura entre liquidus y solidus, donde la cristalinidad 1.0 = totalmente cristalino y 0 = completamente fundido. La viscosidad se incrementa exponencialmente en la angosta zona de cristalinidad crítica. Las fronteras reológicas son según Marsh (2000) y el esquema fue modificado de Sinton *et al.* (1992).

1.1.3 Plutones

Cuando la temperatura de la cámara magmática solidificada es igual a la temperatura de la roca encajonante se puede hablar formalmente de plutones (Gudmundsson, 2012). Los plutones rara vez suelen ser homogéneos en composición, pero en general se pueden definir dos tipos: los compuestos y los zonados. El primero hace referencia a aquellos plutones que tienen partes texturales y/o composicionalmente diferentes, las cuales reflejan el emplazamiento de dos o más magmas contrastantes. El segundo, tiene un arreglo más o menos concéntrico que puede tener un núcleo máfico con periferia félsica, o bien, un núcleo félsico que se torna máfico hacia la periferia (Best, 2003). Los plutones del occidente del CB Peninsular generalmente presentan un zonamiento con núcleo máfico y periferia félsica (Gastil *et al.*, 1975).

El zonamiento en los plutones puede ser consecuencia de pulsos magmáticos nuevos que forman contactos graduales. El estudio de distintos procesos petrogenéticos como asimilación magmática, mezcla de magmas y cristalización fraccionada con asimilación magmática pueden ser explorados a través de análisis petrográficos y geoquímicos (Coleman *et al.*, 2012).

La forma de los plutones está sujeta a la viscosidad y composición del magma, a la magnitud de los esfuerzos confinantes ejercidos por la roca encajonante y al régimen de esfuerzos regionales. Localmente estos esfuerzos pueden ser modificados durante el enfriamiento de la cámara magmática y/o durante su recarga, promoviendo un rango amplio de geometrías, aunque predominantemente tienden a ser elípticas (Gudmundsson, 2012).

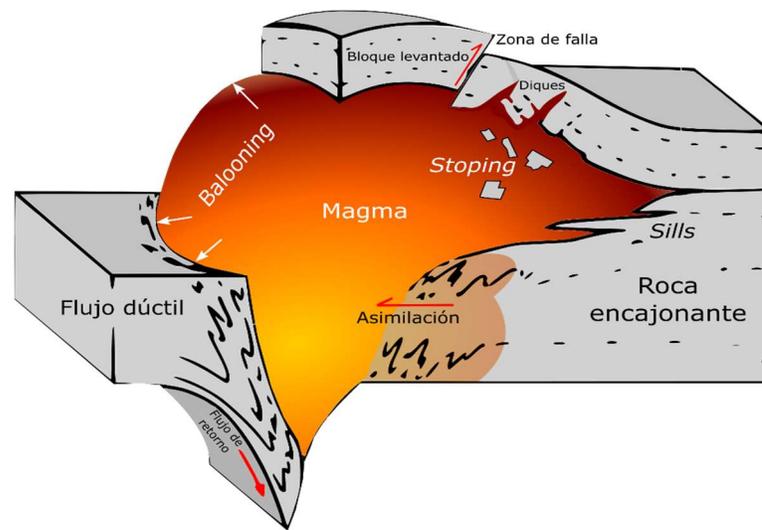


Figura 4. Representación esquemática de algunos procesos asociados al emplazamiento de un plutón en la corteza. Aquellos que ocurren en la corteza superior son de carácter frágil, mientras que a mayor profundidad son dúctiles. El flujo de retorno puede acomodar parte de la expansión lateral que provee espacio para el plutón (modificado de Best, 2003).

Según Best (2003) existen algunos procesos significativos que controlan el emplazamiento de plutones en la corteza, entre ellos (Figura 4): 1) cuando las rocas encajonantes del techo del plutón son físicamente incorporadas al magma se forma un espacio que permite el ascenso de nuevo material. Este mecanismo se conoce como rebaje magmático o *stopping*, el cual puede considerarse un proceso pasivo en donde los xenolitos pueden asimilarse en el magma; 2) cuando la expansión de fluidos volátiles del magma en ambientes de baja presión producen brechamiento en la roca encajonante, se crean fracturas que pueden rellenarse con magma formando diques y *sills*; 3) cuando el cuerpo ascendente de magma se estanca y

crece radialmente con la recarga de la cámara magmática ocurre diapirismo o *ballooning*. Entre las evidencias de diapirismo se cuenta la foliación concordante entre el plutón y la roca encajonante, aumento en la deformación en los bordes del plutón y una composición que puede estar concéntricamente zonada; 4) cuando el emplazamiento ocurre en un ambiente sujeto a deformación regional pueden observarse zonas de cizalla donde ocurre flujo dúctil y fábricas que son similares en el plutón y en las rocas encajonantes.

1.1.4 Estudios magnetométricos

Los estudios aeromagnéticos tienen su fundamento en dos parámetros principales: el campo geomagnético terrestre de referencia y la intensidad del campo magnético provocada por cuerpos magnetizados dentro de la corteza terrestre. La diferencia entre estos parámetros producirá anomalías positivas o negativas (Isles y Rankin, 2013). El análisis de los datos aeromagnéticos se utiliza frecuentemente para identificar y delimitar cuerpos ígneos con alto contenido en minerales ferromagnéticos (p.ej. magnetita), como los gabros que, en comparación con las rocas félsicas como el granito y la granodiorita, poseen susceptibilidades magnéticas altas (Harsh y Sukanta, 2007).

Según Clark (1997) la magnetización está definida como el momento dipolar magnético por unidad de volumen de un material, y puede verse como la sumatoria de las componentes de magnetización inducida y remanente. La magnetización inducida se produce en respuesta a un campo magnético y es variable respecto a los cambios en él, de manera que, si el campo magnético es removido esta componente desaparece. La segunda es la magnetización remanente, la cual queda registrada en los materiales cuando el campo magnético es removido y no se ve afectada por campos débiles.

Las rocas ricas en minerales ferromagnéticos adquieren su magnetización al momento de cristalizar y pueden perderla si se supera el punto de Curie, el cual depende principalmente de la temperatura y de las propiedades físicas de cada sustancia (Isles y Rankin, 2013). El punto de Curie de las rocas se halla cerca de los 550° C en profundidades variables dentro de un rango de 10 a 40 km, donde la profundidad está controlada por el gradiente geotérmico, de forma tal que en áreas que presentan altos flujos de calor la profundidad será menor (Isles y Rankin, 2013).

El campo geomagnético terrestre es relativamente débil, por lo que la intensidad de la magnetización inducida es igual a el campo geomagnético, multiplicado por una constante de proporcionalidad que se conoce como susceptibilidad magnética (Clark, 1997). Es decir, la susceptibilidad magnética es una propiedad física de las rocas, representada por un valor adimensional (SI) que describe la magnetización adquirida en presencia de un campo magnético externo y puede medirse en campo por medio de un susceptibilímetro magnético portátil (Isles y Rankin, 2013; Hrouda *et al.*, 2009).

Los materiales magnéticos se dividen en tres grandes grupos, con algunas subdivisiones, según su relación de magnetización, de intensidad y variabilidad con respecto a un campo magnético (Hrouda *et al.*, 2009). En la Tabla 1 se enlistan dichos grupos junto con sus propiedades magnéticas, así como ejemplos de minerales comunes de cada uno. En la naturaleza las rocas contienen minerales de todos los grupos, donde la contribución magnética de cada uno de ellos está sujeta tanto a la composición modal, como a la composición química. Por estos motivos la susceptibilidad magnética puede presentar rangos variables, incluso dentro de un mismo tipo de roca (Hrouda *et al.*, 2009).

Tabla 1. Características de los grupos de materiales magnéticos y algunos ejemplos de minerales.

Grupo magnético	Momento magnético (Mm)	Ejemplos de minerales	Susceptibilidad magnética $\times 10^{-6}$
Diamagnético	La magnetización es débil y opuesta al campo magnético aplicado	Ortoclasa	-13.7
		Calcita	-13.1
Paramagnético	Orientación al azar del Mm, los vectores se alinean en presencia de un campo magnético	Biotita	873 a 3,040
		Pirita	-6.3 a 63
Antiferromagnético	El Mm se acopla de forma antiparalela	Hematita	1,300 a 7,000
Ferrimagnético	Alineado, con fuerzas opuestas y desiguales	Magnetita	3,000,000
Ferromagnético	Altamente alineado	Fe puro, Ni y Cr	> 3,000,000

Nota: Los valores de susceptibilidad magnética se tomaron de Hrouda *et al.* (2009) y sus referencias (modificado de Bautista *et al.*, 2014).

1.2 Marco geológico regional

1.2.1 Cinturón Batolítico Peninsular

El Cinturón Batolítico Peninsular (CB Peninsular) está expuesto por más de 800 km desde aproximadamente el paralelo 34° N en el sur de California, EE.UU., hasta aproximadamente el paralelo 28° N en Baja California, México (Figura 5A; Hildebrand y Whalen, 2014). Sin embargo, la evidencia de la señal aeromagnética sugiere que este se extiende hasta el extremo sur de la península, en Baja California Sur (Langenheim *et al.*, 2014).

El CB Peninsular contiene muchos ejemplos de batolitos zonados, que son evidenciados por diferencias petrográficas, geoquímicas y geofísicas, así como por la naturaleza estratigráfica prebatolítica en dirección oeste a este. Debido a dichas diferencias, distintos autores han dividido el CB Peninsular en al menos dos zonas orientadas axialmente hacia el noroeste. No obstante, esta división puede variar según el criterio que se utilice (Schmidt *et al.*, 2002; Gastil *et al.*, 1990). La zonación del batolito manifiesta el cambio de composición del basamento, esto es, las partes occidental y oriental se emplazan en litósferas de tipo oceánica y continental, respectivamente (Schmidt *et al.*, 2014).

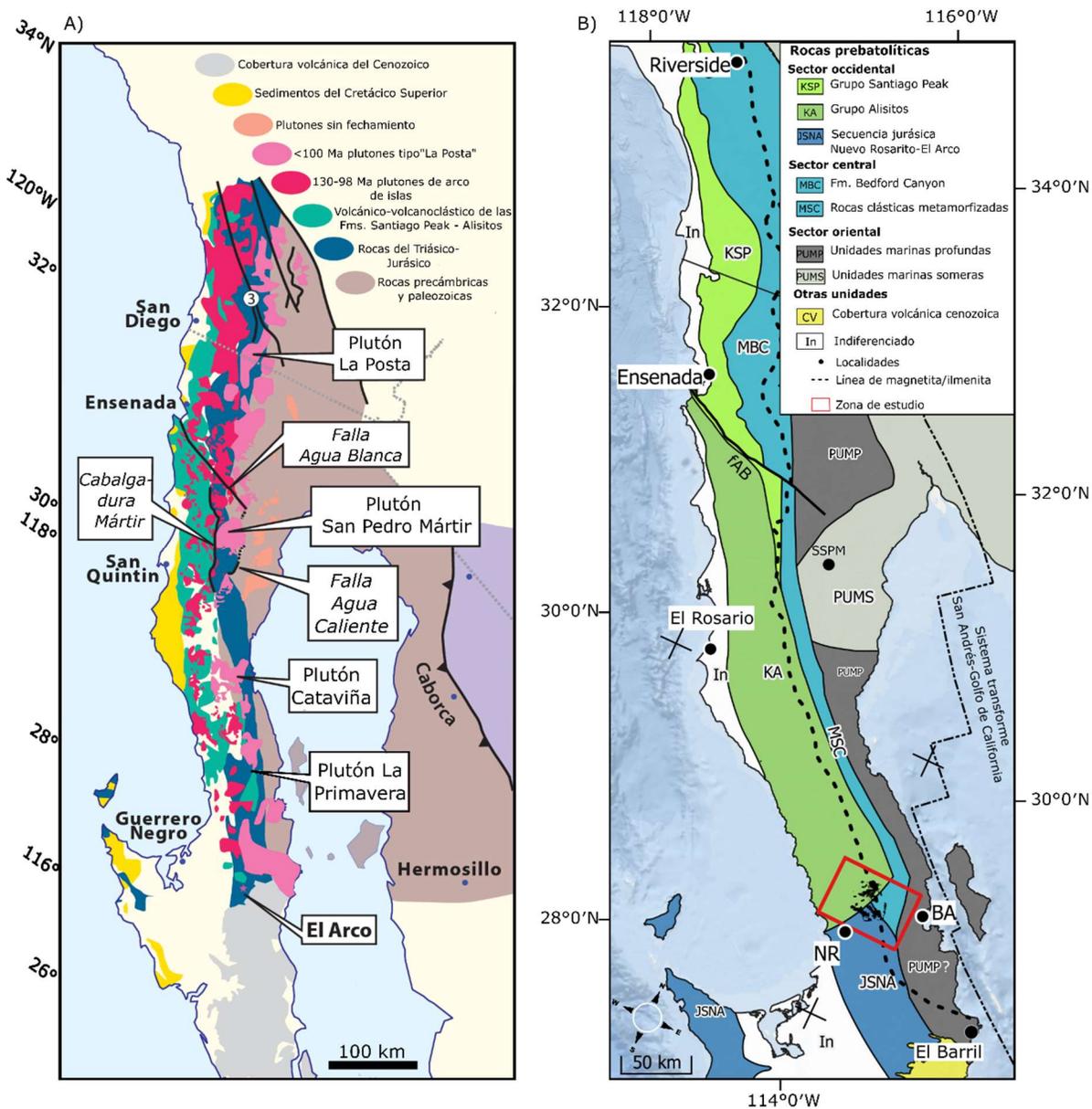


Figura 5. A) Mapa geológico simplificado del CB Peninsular. En *itálicas* se resaltan las estructuras, en **negritas** las localidades (modificado de Hildebrand y Whalen, 2014). **B)** Distribución de los cinturones preatolíticos. Abreviaturas: BA: Bahía de los Ángeles; FAB: falla Agua Blanca; NR: Nuevo Rosarito; SSPM: Sierra San Pedro Mártir (modificado de Contreras-López *et al.*, 2020).

1.2.1.1 Ambientes geológicos prebatolíticos

Los cinturones prebatolíticos que definen las zonas occidental, central y oriental han sido definidos ampliamente por Gastil *et al.* (1975), Wetmore *et al.* (2002), Schmidt *et al.* (2014) y Torres-Carrillo *et al.* (2016), entre otros. El cinturón occidental al norte de la falla Agua Blanca (fAB) está representado por el Grupo Santiago Peak (KSP en la Figura 5B), el cual se compone por rocas de intra-arco metamorizadas en facies de esquistos verdes (Herzig *et al.*, 2014). Desde el sur de la fAB hasta Nuevo Rosarito (NR en la Figura 5B), las rocas prebatolíticas pertenecen al segmento de arco conocido como Grupo Alisitos (KA en la Figura 5B). Se interpreta que KA pertenece a un arco de islas del Cretácico-temprano constituido por una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas, así como sedimentarias clásticas y calcáreas arrecifales (Schmidt *et al.*, 2014; Alsleben *et al.*, 2014). Desde Nuevo Rosarito hasta el Arco se ha descrito una secuencia volcano-plutónica (JSNA en la Figura 5B) de edad Jurásico, intensamente deformada y contemporánea al complejo San Andrés en la península de Vizcaíno (Contreras-López *et al.*, 2020; Peña-Alonso *et al.*, 2015). Los plutones cretácicos que intrusionan a la zona occidental varían en un rango de edades entre ca. 128 y 100 Ma (U-Pb en circón), son de tipo I (Torres-Carrillo *et al.*, 2016; Hildebrand y Whalen, 2014 y sus referencias) y tienen profundidades de emplazamiento de aproximadamente 6 km (Aluminio en hornblenda; Schmidt *et al.*, 2009).

En el cinturón central, las rocas prebatolíticas al norte de la fAB pertenecen a la Formación Bedford Canyon (MBC en la Figura 5B) de edad Triásico-Jurásico, la cual consiste en secuencias de tipo turbidítico. Se ha interpretado que la MBC forma parte de un prisma acrecional que se estableció in-situ en el margen suroccidental de Norte América (Alsleben *et al.*, 2014). Al sur de la fAB, y probablemente hasta Bahía de los Ángeles, las rocas prebatolíticas se componen de sedimentos clásticos marinos y rocas volcanoclásticas (MSC en la Figura 5B) de origen tectónico incierto (Torres-Carrillo *et al.*, 2016; Schmidt *et al.*, 2014). Los límites y la extensión de esta porción central han sido difíciles de reconocer, debido a su exposición discontinua, metamorfismo de alto grado y deformación amplia y penetrativa (Schmidt *et al.*, 2014). Los plutones cretácicos emplazados en esta zona comparten características geoquímicas e isotópicas con los plutones occidentales y orientales, por lo que también se ha referido a ella como la zona transicional (Schmidt *et al.*, 2002). En esta zona, los plutones son de tipo I y S y sus profundidades de emplazamiento pueden variar desde 12 a 15 km (Aluminio en hornblenda; Hildebrand y Whalen, 2014; Schmidt *et al.*, 2009; Johnson *et al.*, 2002).

En el cinturón oriental, las rocas prebatólicas afloran de manera regular a lo largo del CB Peninsular, de manera que diversos investigadores coinciden en la interpretación de que esta zona puede ser un margen continental de edad Paleozoico (PUMP y PUMS en la Figura 5B). El cinturón se compone de rocas clásticas silicatadas y carbonatadas metamorizadas en facies de anfibolita, muy deformadas (Hildebrand y Whalen, 2014). Los plutones del oriente tienen edades de entre ca. 99 y 86 Ma (U-Pb en circón; Hildebrand y Whalen, 2014) y profundidades de emplazamiento desde 15 hasta 18 km (Aluminio en hornblenda; Schmidt *et al.*, 2009;).

1.2.1.2 Rasgos geofísicos del CB Peninsular

La mayor parte de los estudios geofísicos en el CB Peninsular se concentran en California, EE.UU. y al norte de Baja California, México (Langenheim *et al.*, 2014). El conjunto de datos más completo y continuo a lo largo del CB Peninsular es el aeromagnético, el cual se cumplió gracias al esfuerzo colectivo entre Canadá, EE.UU. y México en el año 2002 (NAMAG, 2002). Los datos públicos digitales (<https://pubs.usgs.gov/of/2002/ofr-02-414/>, consultado en enero del 2021) permiten identificar las anomalías magnéticas con respecto al campo geomagnético internacional de referencia (IRGF, por sus siglas en inglés).

En función de las distintas observaciones geofísicas a lo largo del CB Peninsular (Langenheim *et al.*, 2014 y sus referencias), este se puede dividir en las porciones occidental y oriental. La parte occidental se caracteriza por tener sismicidad relativamente tranquila, con velocidades sísmicas $> 6.25 \frac{km}{s}$ y flujo de calor de $60 \frac{mW}{m^2}$. La parte oriental tiene abundante actividad microsísmica y velocidades $< 6.25 \frac{km}{s}$ y flujo de calor $> 60 \frac{mW}{m^2}$.

En su estudio magnético regional, Langenheim *et al.* (2014) realizaron una serie de filtrados para resaltar los contrastes entre las partes occidental y oriental del CB Peninsular (Figura 6A) y notaron que los gradientes que marcan el borde oriental de la parte occidental del CB Peninsular, coinciden con una frontera de zonas de cizalla (Alsleben *et al.*, 2014; Johnson *et al.*, 1999), discontinuidades isotópicas en $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial desde 0.703 en el occidente hasta 0.708 en el oriente (Schmidt *et al.*, 2002), así como contrastes composicionales (gabro-tonalita, Gastil *et al.*, 1975). Estos gradientes se extienden hasta el paralelo 28° N, sin embargo, su magnitud varía de norte a sur en toda la longitud del CB Peninsular.

Gastil *et al.* (1990) definieron la línea magnetita/ilmenita a partir de la medición de susceptibilidades magnéticas en los plutones del CB Peninsular y se comporta de manera casi continua desde el paralelo 34° N hasta aproximadamente el paralelo 28° 30' N, donde cambia su orientación abruptamente (Figura 6B). Los plutones máficos occidentales se caracterizan por tener susceptibilidades $>2 \times 10^{-3}$ SI (serie de magnetita), mientras que los plutones félsicos del oriente tienen valores $< 0.25 \times 10^{-3}$ SI (series de ilmenita).

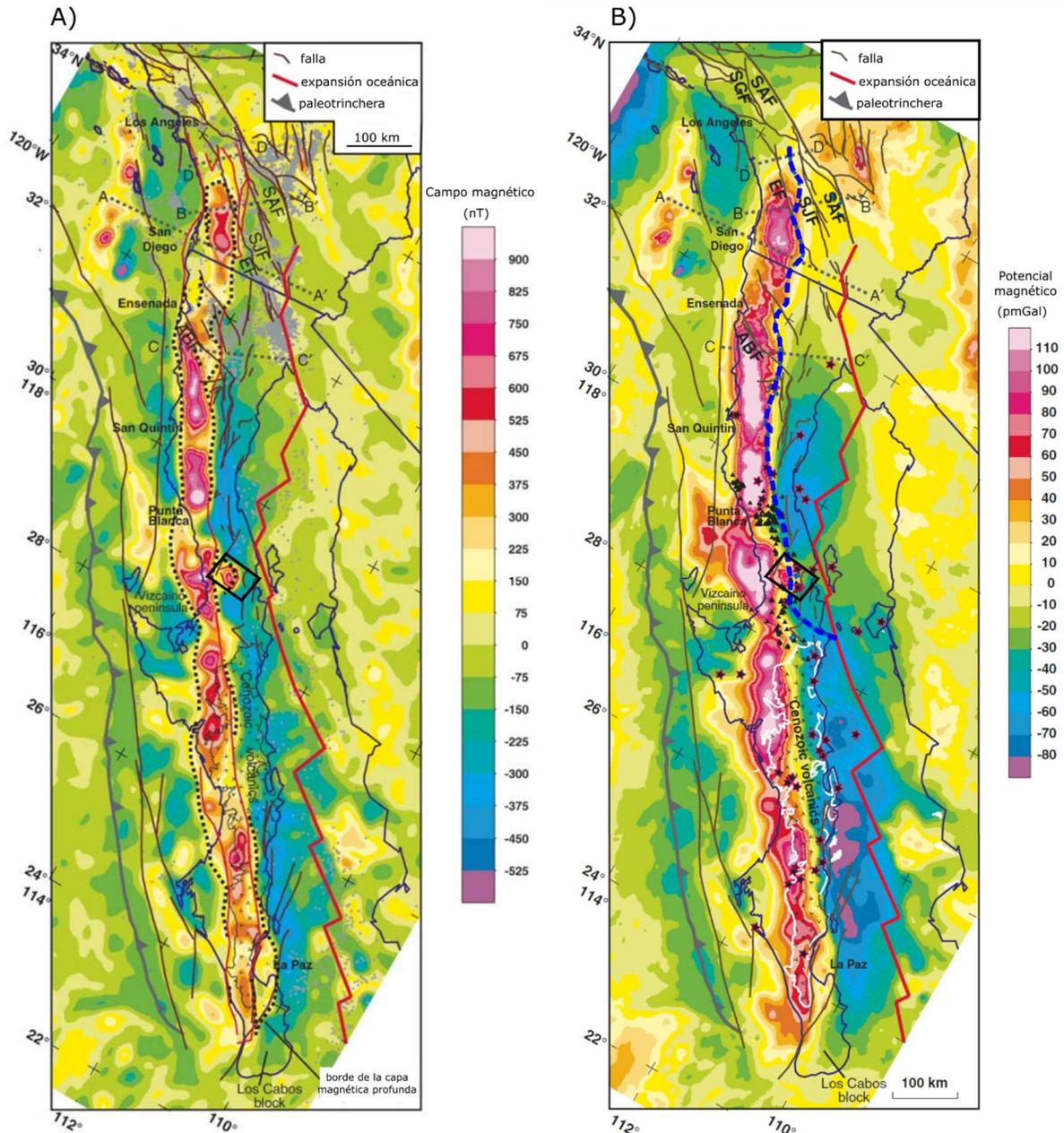


Figura 6. A) Mapa del campo magnético filtrado para fuentes magnéticas profundas, cuyo borde es la línea punteada negra, mientras que la línea delgada roja indica la ubicación de los contrastes de magnetización dentro de la corteza superior y media. **B)** Mapa del potencial magnético (pseudogravimetría). Los triángulos negros y morados son centros volcánicos (Gastil *et al.*, 1975) y la línea punteada azul representa la línea magnetita/ilmenita (Gastil *et al.*, 1990). El contorno delineado en blanco en Baja California Sur representa la cobertura volcánica del Cenozoico. En el recuadro negro se ubica el batolito La Primavera. Otras abreviaturas: ABF: falla Agua Blanca; EF: falla Elsinore; SAF: falla San Andrés; SJF: falla San Jacinto (tomado de Langenheim *et al.*, 2014).

1.2.2 Región meridional del CB Peninsular

El plutón La Primavera se localiza en el sur de Baja California, México, aproximadamente sobre el paralelo 29° N y el meridiano 114° W. Este cuerpo intrusivo aflora sobre un área aproximada de 300 km², por lo que posee dimensiones batolíticas y es el responsable de una notable anomalía magnética en los mapas magnéticos regionales descritos anteriormente.

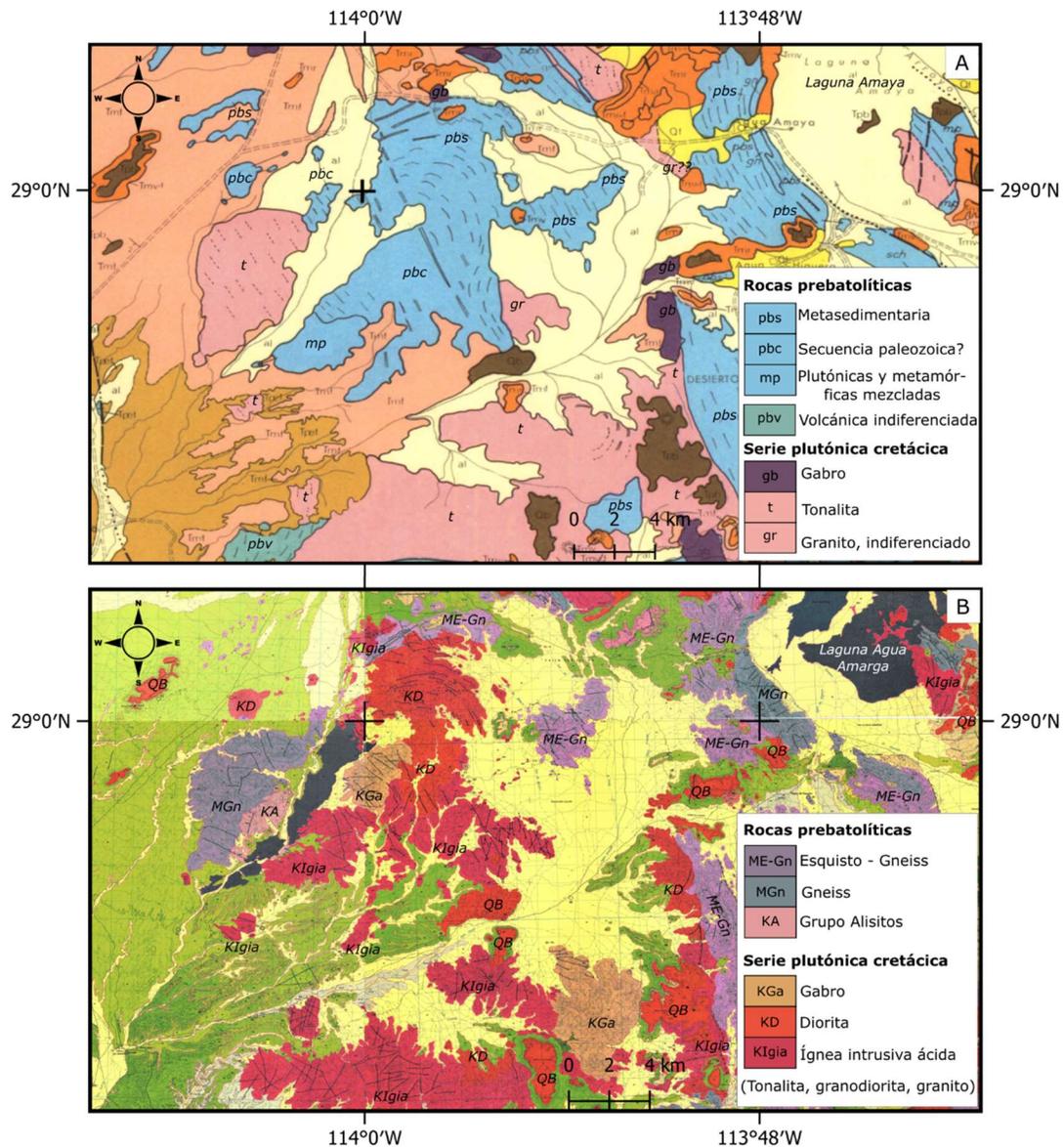


Figura 7. Comparación entre los mapas geológicos previos a este estudio: **A)** mapa de reconocimiento geológico de Gastil *et al.* (1975) y unidades litológicas propuestas; **B)** compilación de las cartas geológicas del INEGI (1977) con litología parcialmente verificada en campo: El Crucero (H11-D49), Punta Prieta (H11-D59), Sierra La Primavera (H12-C41) y Agua de Higuera (H12-C51). En los recuadros se resaltan las litologías de interés para el presente trabajo. El resto de las unidades litológicas corresponden a rocas volcánicas y sedimentarias del Cuaternario.

Gastil *et al.* (1975) realizaron el primer trabajo que describió con detalle las rocas del CB Peninsular en todo el estado de Baja California y como resultado generaron un mapa geológico escala 1: 250,000 que divide a las rocas según su relación temporal con respecto al CB Peninsular en prebatolíticas, batolíticas y postbatolíticas. A partir de prospecciones regionales, CETENAL (ahora INEGI) generó cartas geológicas 1: 50,000. En la Figura 7 se pueden observar importantes diferencias entre ambos mapas en el área del pPrimavera. Según Gastil *et al.* (1975) las rocas que forman la porción norte del pPrimavera son metamórficas, mientras que para el INEGI son plutónicas, sin embargo, la interpretación de los rasgos estructurales de ambos trabajos es similar.

Distintos autores han trabajado en la porción sur del CB Peninsular desde hace algunos años (Contreras-López *et al.*, 2020; Torres-Carrillo *et al.*, 2016; Peña-Alonso *et al.*, 2015; Delgado-Argote *et al.*, 2012) quienes, aprovechando la tendencia axial de las provincias tectonoestratigráficas o cinturones prebatolíticos, han realizado correlaciones estratigráficas e identifican contrastes estructurales (Figura 8). El área del plutón La Primavera no cuenta con estudios especializados de ningún tipo, por lo que todo el material producto del presente trabajo aportará nueva información acerca de ella.

1.2.2.1 Rocas prebatolíticas

El basamento prebatolítico se ha descrito de acuerdo con los estudios efectuados en plutones discretos, principalmente durante los últimos 15 años (Contreras López, 2020). Según Gastil *et al.* (1975; Figura 7A), la parte norte del pPrimavera corresponde a rocas metamorizadas sedimentarias (pbs) y una posible secuencia paleozoica (pbc?). Las rocas prebatolíticas que afloran hacia el oriente del pPrimavera, en los costados de la laguna Agua Amarga (“Laguna Amaya” en la Figura 7A) corresponden a pbs y mp, en el oeste y este, respectivamente. En la parte sur del pPrimavera se observan rocas presumiblemente volcánicas indiferenciadas, aunque según el INEGI, estas forman parte de la serie cretácica plutónica.

Al norte de la zona de estudio, en la región donde se encuentra la misión de Calamajué, se identificaron distintas secuencias prebatolíticas (Alsleben *et al.*, 2014). En el borde noreste de la sierra Calamajué las rocas pertenecen al Grupo Ballenas del Paleozoico, descrito por Campbell y Crocker (1993) como una secuencia metamorizada de lodolitas calcáreas, packstone bioclástico, lutitas y pedernales, depósitos de tipo flysh, conglomerados y basalto alcalino almohadillado (PUMP; Figura 8), interpretada como de un ambiente de talud continental a cuenca. Alsleben *et al.* (2014) interpretaron en la misma región que la mayor parte de las rocas al oeste y suroeste son metavolcánicas correlacionables con la unidad KA (Alisitos) e identificaron unidades sedimentarias del triásico (MSC).

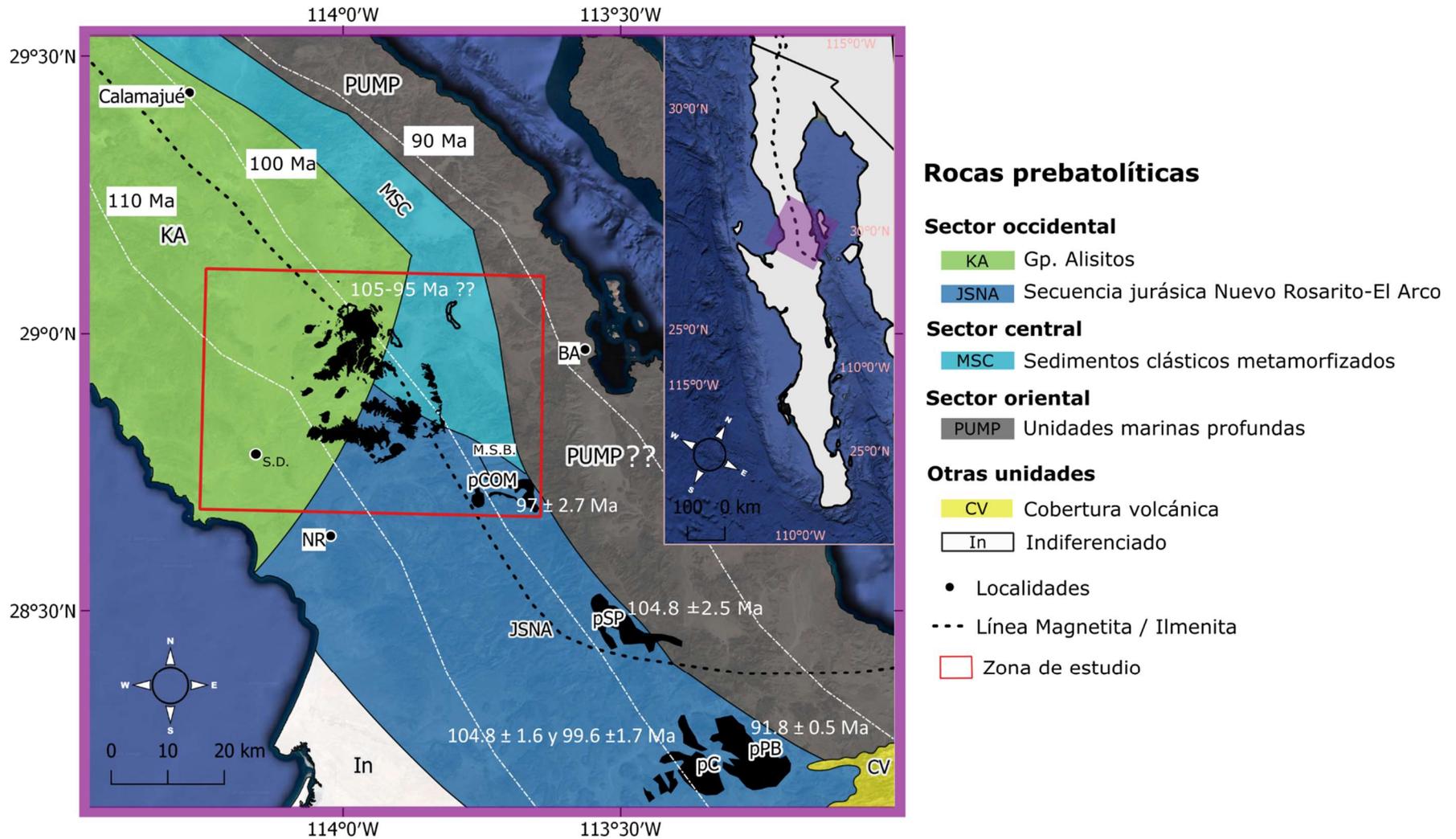


Figura 8. Litologías dominantes en los cinturones prebatolíticos del sur del CB Peninsular (Contreras López, 2020), indicando en el recuadro rojo el plutón La Primavera. Las líneas blancas representan los *contornos* de Ortega-Rivera (2003). Abreviaturas: BA: Bahía de los Ángeles; M.S.B.: Misión San Borja; NR: Nuevo Rosarito; S.D.; Santo Dominguito; pC: plutón Calmallí pCOM: plutón Compostela; pPB: plutón Piedra Blanca; pSP: plutón San Pedro. Imagen satelital tomada de Google Earth (enero, 2021).

Al sureste del área de estudio aflora el plutón Compostela (pCOM Figura 8) que, de manera similar al pPrimavera, está emplazado en la zona central/transicional de los cinturones prebatolíticos (Torres-Carrillo *et al.*, 2016). En el borde occidental del pCOM las rocas encajonantes se interpretaron como volcánicas y volcanoclásticas de edad Jurásico (JSNA; Figura 8), en tanto que en el borde oriental las rocas se describieron como metasamitas (PUMP?). Los circones detríticos de estas últimas arrojaron un rango de edad de 142 a 1300 Ma, lo que da indicios de un origen ligado al margen continental norteamericano (Torres-Carrillo *et al.*, 2016).

Al sur del paralelo 28° 30' N (Figura 8) se localizan los plutones cretácicos San Pedro (pSP), Calmallí (pC) y Piedra Blanca (pPB). Las rocas encajonantes del pSP, emplazado en la zona oriental, corresponden presumiblemente a la secuencia Paleozoica del Grupo Ballenas, que en esta zona aflora como una secuencia de metasamitas y metapelitas (Torres-Carrillo *et al.*, 2016), que se han observado intrusionadas por diques y sills de aspecto andesítico. Por otra parte, las rocas prebatolíticas del pC y pPB se describieron como una secuencia volcánica y volcanoclástica del Jurásico (JSNA) y en su entorno no se encontraron evidencias de unidades paleozoicas (Contreras López, 2020). En el área de estudio, el pPrimavera está emplazado en una zona cercana a los posibles límites de las unidades KA, MSC y JSNA (Figura 8), pero el contacto es poco evidente y no ha sido documentado.

1.2.2.2 Rocas plutónicas

Las rocas plutónicas del sector norte del pPrimavera tienen un rango composicional variable desde gabro hasta granito (Figura 7B). Las rocas del sector sur del plutón, según el INEGI (1977), también incluyen gabro, tonalita y granitoides.

Hacia el norte del área de estudio, los plutones Calamajué y Las Palmas arrojan edades U-Pb en circón de 144 ± 2 y 95 ± 2 Ma, respectivamente (Alsleben *et al.*, 2014). Los dos plutones son de composición diorítica a tonalítica, aunque el plutón Las Palmas alcanza composiciones hasta de granodiorita. En ninguno de ellos se describen rasgos de deformación (Alsleben *et al.*, 2014), a pesar de estar emplazados cerca de una posible zona de sutura.

Hacia el sureste del área de estudio, el plutón Compostela de 97 ± 2.7 Ma (U-Pb en circón; Figura 8), es un cuerpo de composición mayormente diorítica a tonalítica, cuyas dimensiones se aproximan a los 100 km²

(Torres-Carrillo *et al.*, 2016). Debido a sus características petrológicas y geofísicas, se interpretó que la corteza en la cual se emplazó es transicional y similar a la de la zona central y la zona de sutura del occidente del plutón San Pedro Mártir (Torres-Carrillo *et al.*, 2016). Hacia el sur de Compostela, el pC es un plutón zonado de más de 70 km² que tiene un núcleo máfico de diorita y gabro, periferia cuarzo-diorítica a tonalítica, emplazado entre 104.8 ± 1.6 y 99.6 ± 1.7 Ma (U-Pb en circón). Según Contreras-López *et al.* (2018), las rocas de este plutón son magnesianas, metaluminosas y siguen la tendencia de la serie cálcica de Frost y Frost (2008). Hacia el oriente, el pC está en contacto intrusivo con pPB (Figura 8), el cual es un plutón de dimensiones batolíticas (>200 km²) compuesto principalmente por rocas granodioríticas y graníticas. Una muestra cercana al rancho Piedra Blanca fue fechada en 91.8 ± 0.5 Ma (U-Pb en circón; Contreras López, 2020). La serie de pPB, al igual que el pC es magnesiano y sigue la serie cálcica, pero es peraluminosa. Se infiere que estos dos plutones representan una transición en la actividad magmática ocurrida entre ca. 105 y 92 Ma, la cual varía en su firma isotópica de tipo de arco de islas a uno de tipo continental (Contreras López, 2020).

1.3 Hipótesis

El plutón La Primavera presenta altos magnéticos como los que caracterizan a los plutones máficos de la zona occidental del Cinturón Batolítico Peninsular, por lo que se infiere que el plutón, emplazado hacia el oriente de la frontera regional magnética, atraviesa una probable zona de sutura.

1.4 Objetivos

Definir los distintos pulsos que conforman al plutón La Primavera a partir de los contrastes composicionales y, junto con análisis e interpretación de datos estructurales, aeromagnéticos y de susceptibilidad magnética, definir su geometría a profundidad.

1.4.1 Objetivos particulares

- Elaborar un mapa geológico que relacione los datos estructurales con las distintas litologías.
- Correlacionar la composición modal de las rocas ígneas con la susceptibilidad magnética medida en el campo.
- Describir el arreglo cristalino secuencial de la serie magmática y obtener una clasificación modal con métodos petrográficos.
- Proponer posibles mecanismos de emplazamiento del plutón.
- Elaborar un modelo geométrico del cuerpo magnético con ayuda del análisis magnetométrico.

2 Metodología

El desarrollo del presente trabajo puede dividirse en diferentes etapas que se concretaron con la metodología que se detalla a continuación.

2.1 Cartografía geológica

El mapa litológico base se compiló con el programa de información geográfica libre Quantum-GIS versión 3.8 Zanzibar (Q-GIS). Para la composición de éste se utilizaron los datos geológicos vectoriales escala 1: 250,000 del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI): Punta San Antonio (H11-9), Isla Ángel de la Guarda (H12-7), Isla Cedros (H11-12) e Isla San Esteban (H12-10); y posteriormente se refinó digitalizando las cartas geológicas 1: 50,000 de la Comisión de Estudios del Territorio Nacional (CETENAL 1977, ahora INEGI): El Crucero (H11-D49), Punta Prieta (H11-D59), Sierra la Primavera (H12-C41) y Agua de Higuera (H12-C51). También se utilizó el mapa de Gastil *et al.* (1975) con fines comparativos.

El análisis aeromagnético se efectuó para un área entre las latitudes 29° 6' y 28° 40' N, y longitudes -114° 14' y -113° 39' W, pero el trabajo de campo se restringió a la porción norte del pPrimavera, a la que se le designa zona de control. En consecuencia, los mapas geológicos e imágenes satelitales relacionados a ella, se acotaron entre las latitudes 28° 56' y 29° 4' N, y a las longitudes -114° 4' y -113° 48' W.

2.2 Trabajo de campo

Se efectuaron dos salidas al área de estudio en las cuales se llevó a cabo el reconocimiento geológico y el muestreo de los cuerpos intrusivos y las rocas metamórficas encajonantes. Sistemáticamente se midieron foliaciones metamórficas y magmáticas, lineaciones asociadas al emplazamiento de los intrusivos y los producidos por cizallamiento en zonas de falla, así como las relaciones de contacto, cuando se observaron. A la par, se tomaron mediciones de susceptibilidad magnética de las distintas litologías con un susceptibilímetro portátil Terraplus KT-10R Plus v2. En cada sitio se efectuaron 10 mediciones, de las cuales se obtuvo el promedio por unidad litológica. Toda la información se georreferenció con un GPS Garmin eTrex Vista® Cx.

La primera jornada tuvo una duración de siete días, entre el 7 y el 14 de noviembre de 2019. Se cubrió un área de aproximadamente 20 km² y se levantaron un total de 35 sitios. En la segunda jornada, la cual se efectuó del 4 al 6 de noviembre de 2020, se levantaron tres sitios adicionales (36, 37 y 38 en la Figura 9).

2.3 Petrografía

Para el análisis petrográfico se tomaron 36 muestras de rocas intrusivas y encajonantes, representativas del pPrimavera, cuya ubicación se muestra en la Figura 9. Con ellas se elaboraron láminas delgadas en el Laboratorio de Rocas y Láminas Delgadas de la División de Ciencias de la Tierra (DCT) y se analizaron petrográficamente en el Laboratorio de Petrografía de la DCT, con ayuda de un microscopio OLYMPUS BX60. De cada muestra se describieron las características texturales y contenido mineral detalladamente. Para facilitar la identificación del feldespato potásico en las muestras, se tiñeron todas las galletas con cobaltinitrito de sodio que al reaccionar con el potasio del feldespato adquiere un color amarillo.

Se realizó el conteo de al menos 363 puntos sobre una malla de 11 por 33 mm en las rocas intrusivas. En algunas muestras no fue posible realizar el conteo de puntos debido a la heterogeneidad de sus texturas, por lo que se hicieron estimaciones visuales, en cuyo caso, la moda estimada se resalta en *itálicas*. A partir de la moda se clasificaron las rocas plutónicas según el diagrama QAP propuesto por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS, por sus siglas en inglés). La plagioclasa se identificó con el método de Michel-Levy siguiendo el criterio de Gill (2010). Para clasificar el tamaño de grano, se utilizó el criterio de MacKenzie *et al.* (1982), quienes describen grueso, medio y fino a los diámetros cristalinios >5 mm, 1-5 mm y < 1 mm, respectivamente.

2.4 Análisis estructural

Previo al trabajo de campo se realizó la interpretación de lineamientos a través de imágenes satelitales de Google Earth obtenidas con la herramienta QuickMapServices del programa Q-GIS. Posteriormente los lineamientos se clasificaron acorde al tipo de estructura y edad inferida en el mapa geológico.

En el campo, los datos estructurales se midieron con una brújula Brunton Geo siguiendo la regla de la mano derecha. También se llevó registro de los datos estructurales con la aplicación geológica para teléfono móvil FieldMove Clino, que permite tomar datos orientados *in situ*, así como graficar redes estereográficas. Más adelante, para el estudio de las foliaciones magmáticas y metamórficas, se utilizó el programa Stereonet versión 10.4.2 (Allmendinger *et al.*, 2012) para proyectar los datos en redes estereográficas y realizar un análisis estadístico a partir de la distribución de polos, de la cual se obtiene el polo promedio con el mejor ajuste cilíndrico. Las lineaciones por cizalla se analizaron con el programa FaultKin versión 6 (Allmendinger *et al.*, 2012; Marrett y Allmendinger, 1990), el cual permite graficar un diedro con la solución del plano de falla y los esfuerzos principales.

2.5 Análisis magnetométrico

Con el análisis aeromagnético se complementó el estudio estructural superficial y se estimó la geometría del plutón a profundidad. Los datos que se utilizaron para el análisis corresponden a las cartas magnéticas del Servicio Geológico Mexicano (SGM): H12-7, H12-10, H11-9 y H11-12. Estos se acotaron sobre un área rectangular total de 2,720.15 km² con vértices en las latitudes 29° 6' y 28° 40' N, y longitudes 114° 14' y 113° 39' W. Cabe mencionar que los datos ya contaban con las correcciones por el campo geomagnético y correcciones de vuelo. La gráfica de los datos aeromagnéticos se realizó con el programa Oasis Montaj versión 8.3.3 con el método de interpolación “*kriging*” para obtener una malla regular de la anomalía magnética. Posteriormente, se aplicó el proceso de reducción al polo magnético (RPM), el cual es una transformación matemática que permite presentar los datos aeromagnéticos como si se hubieran medido en el polo norte magnético. Este proceso enfatiza la componente vertical del campo magnético, similar a como lo hacen los gravímetros de componente vertical. Además de la reducción al polo, se puede realizar un procesado adicional para que la gráfica se parezca a un análisis gravimétrico teórico, el cual se llama pseudo-gravimétrico, como se muestra en la Figura 6B.

El modelado inverso tridimensional se generó con el algoritmo de Carrillo-López *et al.*, 2021 (sometido a Geophysical Journal International) basado en las ecuaciones de Bhattacharyya (1964). Estas calculan la respuesta magnética de un prisma rectangular con una magnetización inducida constante. Para el cálculo de la respuesta magnética de cuerpos de geometrías más complejas se considera una colección de prismas rectangulares lo suficientemente pequeños para que sean capaces de reconstruir el cuerpo en estudio. Al

ser un problema lineal, la suma de las respuestas individuales de los prismas rectangulares pequeños reproduce la respuesta del cuerpo (o cuerpos) de geometrías más complejas. El modelado inverso tiene como incógnitas los valores de magnetización en cada prisma rectangular. Las variaciones entre ellos reproducen la anomalía magnética observada mediante un algoritmo de minimización tipo Gauss-Newton. Para el modelo 3D se construyeron 13,299 prismas, 39 en el eje X, 31 en el eje Y y 11 en el eje Z, con dimensiones en dx y dy de 1.5 km, con alturas y profundidades variables. Sobre el nivel del mar cada prisma tiene la altura de la topografía promedio que le corresponde. Por debajo del nivel del mar se tomaron las profundidades en -75, -300, -675, -1200, -1875, -2700, -3675, -4800, -6075 y -7500 m. Para eliminar el efecto de borde sobre el área de estudio se utilizaron bloques regionales de 100 km² de área. Cabe mencionar que el modelo considera que la magnetización inducida se debe al efecto del campo magnético terrestre, el cual corresponde con los datos observados y los valores de inclinación y declinación de 54.62 y 11.53, respectivamente.

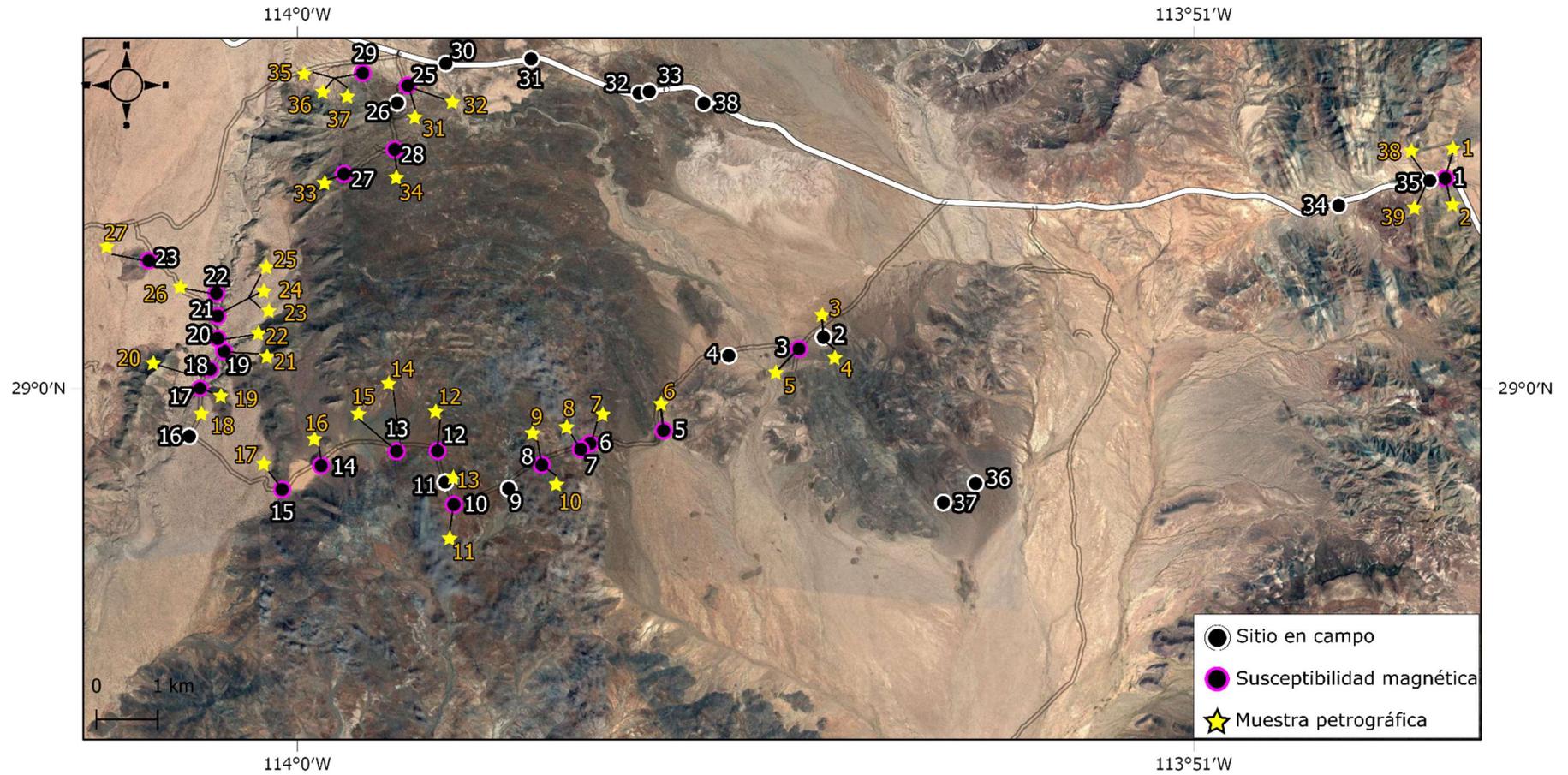


Figura 9. Imagen satelital de la zona control donde se muestran los sitios que se levantaron durante las jornadas de campo. En color rosa se resaltan aquellos sitios donde se tomaron mediciones de susceptibilidad magnética y con estrellas se representan las muestras petrográficas colectadas por sitio. La línea blanca sólida corresponde a la carretera federal y las líneas negras delgadas simbolizan a caminos de terracería. Imagen satelital tomada de Google Earth (enero, 2021).

3 Resultados

3.1 Litología y petrografía

Los resultados que se presentan en esta sección describen las características litológicas observadas en el campo y las petrográficas obtenidas en el laboratorio de las muestras de la zona de control. Durante el trabajo de campo se colectaron 36 muestras, de las cuales 27 se asocian a la serie intrusiva que conforma al plutón La Primavera y 8 a las rocas prebatolíticas que lo encajonan. Además, se tomó la muestra 35 que es distintiva de los diques de probable edad miocénica (Tabla 3 y Figura 11). Al final de esta sección, en las Tablas 2 y 3, se presenta el resumen petrográfico de las rocas encajonantes y de la serie intrusiva, respectivamente, indicando su ubicación según el sistema de coordenadas universal transversal de Mercator (UTM por sus siglas en inglés), con datum NAD 27.

La clasificación modal QAP incluye tanto a las rocas intrusivas sin alterar como a las deformadas y alteradas parcialmente e identificadas en la Figura 10. Es importante resaltar que los tres gabros y 11 dioritas que grafican en el vértice P del diagrama son rocas no deformadas que se concentran en la parte central del plutón (Figura 11). Los granitos 7, 8 y 31 y las granodioritas 15, 19, 33 y 34 pertenecen a diques que cortan a las rocas máficas. Se observa del diagrama QAP que tanto las rocas máficas como las tonalitas no deformadas, hasta las muestras 15 y 7 siguen aproximadamente la tendencia de las series cálcicas definidas por Frost y Frost (2008), las cuales caracterizan a los plutones del CB Peninsular, a diferencia de las calcoalcalinas de la Sierra Nevada. Las rocas deformadas son principalmente granodioríticas y muestran un marcado enriquecimiento en cuarzo. Dichas muestras deformadas se ubican principalmente hacia los bordes del plutón.

El mapa de la Figura 11 refleja los resultados del análisis petrográfico, las observaciones de campo y los diques interpretados a partir de las imágenes satelitales (Figura 9), además de integrar parte de los mapas litológicos base del INEGI.

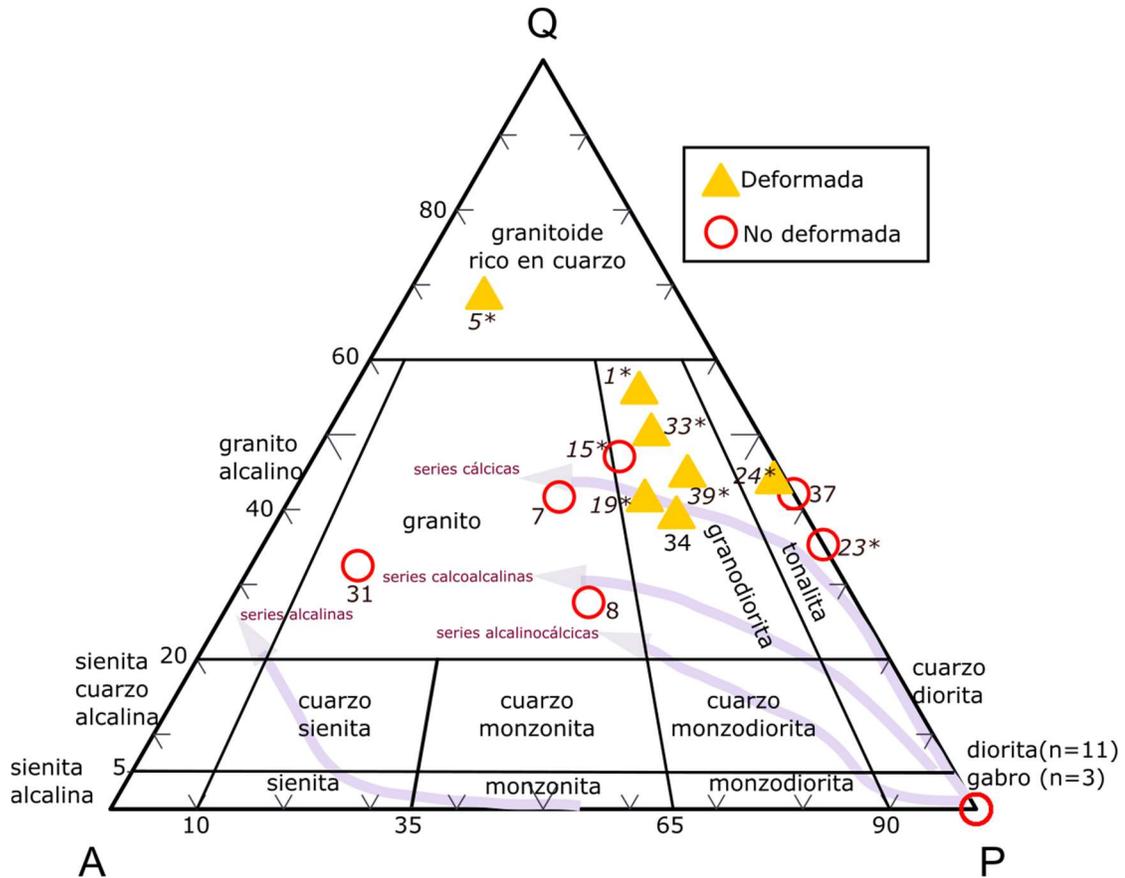


Figura 10. Diagrama de clasificación modal QAP para todas las rocas intrusivas del pPrimavera. La subdivisión de las rocas entre deformadas y no deformadas se realizó con base en las observaciones en campo y el análisis petrográfico. Los números representan las abreviaturas de las muestras y los asteriscos señalan aquellas en las que se realizaron estimaciones visuales. Las líneas de tendencias modales se tomaron de Frost y Frost (2008).

3.1.1 Unidades litológicas

3.1.1.1 Rocas encajonantes

Sobre la carretera federal al noreste del pPrimavera, aflora una secuencia de sedimentos pelíticos intercalados con lavas (muestra 38, Tabla 2, Figura 11), seguidos por una secuencia de rocas clásticas metamorizadas que varían de areniscas (muestra 2) a conglomerados hacia el este, los cuales están intrusionados por granitoides (Figura 13A). La muestra 38 tiene un tamaño de grano de fino a medio compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita verde y epidota. La muestra 2 tiene una textura de grano fino con foliación bien definida y está compuesta por cuarzo, plagioclasa, biotita cloritizada concentrada en los planos de foliación y algunos cristales de calcita. Según las asociaciones

minerales su metamorfismo corresponde a la facies de esquistos verdes alta y esquistos verdes, respectivamente.

En el cuerpo que aflora inmediatamente al oriente del pPrimavera, se identificaron metalavas (3 y 4; Tabla 2) con fábricas protomiloníticas, así como rocas plutónicas milonitizadas (5; Tabla 2). En la muestra 3 las biotitas y hornblendas tienen tamaños de fino a medio y sus formas son anhedrales a subhedrales. Dichos minerales, junto con cuarzo conforman los planos de cizalla. Se observaron algunos fenocristales de plagioclasa subhedral deformados, fracturados y zonados. En la muestra 4 (Tabla 2) los planos de cizalla contienen hornblenda y biotita anhedral a subhedral de tamaño medio, y vetas con epidota paralela a los planos. Ambas muestras presentan clorita y su facies metamórfica es de esquistos verdes.

En la parte central del pPrimavera también se identificaron metalavas (11 y 13, Tabla 2) con texturas porfiríticas relictas, sin rasgos de deformación y tamaño de grano de fino a grueso. La muestra 11 posee una matriz fina de cuarzo, plagioclasa y hornblenda con fenocristales de aproximadamente 5 mm de cuarzo, plagioclasa, hornblenda y clinopiroxeno, así como algunos cristales anhedrales de calcita rellenando huecos. En la muestra 13 no se identificó cuarzo y se observaron algunos ortopiroxenos cloritizados. Ambas muestras están parcialmente sauritizedas y, de su asociación mineralógica, se interpreta que su facies metamórfica es de esquistos verdes.

En un arroyo del borde occidental del pPrimavera afloran derrames lávicos con variaciones texturales desde afaníticas a porfiríticas e incluso localmente brechadas, como el ejemplar de la muestra 17 (Tabla 2; Figura 13D). En el sitio de la muestra 20, los derrames brechados están en aparente contacto intrusivo con el pPrimavera. Petrográficamente, en la muestra 17 se observó una textura isotrópica brechada de grano fino. Se interpreta que su matriz cloritizada fue vítrea, la cual contiene fenocristales de cuarzo y plagioclasa. La muestra 20 tiene una textura porfirítica relictas de grano fino a medio. La matriz está cloritizada y epidotizada con fenocristales de plagioclasa subhedrales no alterados.

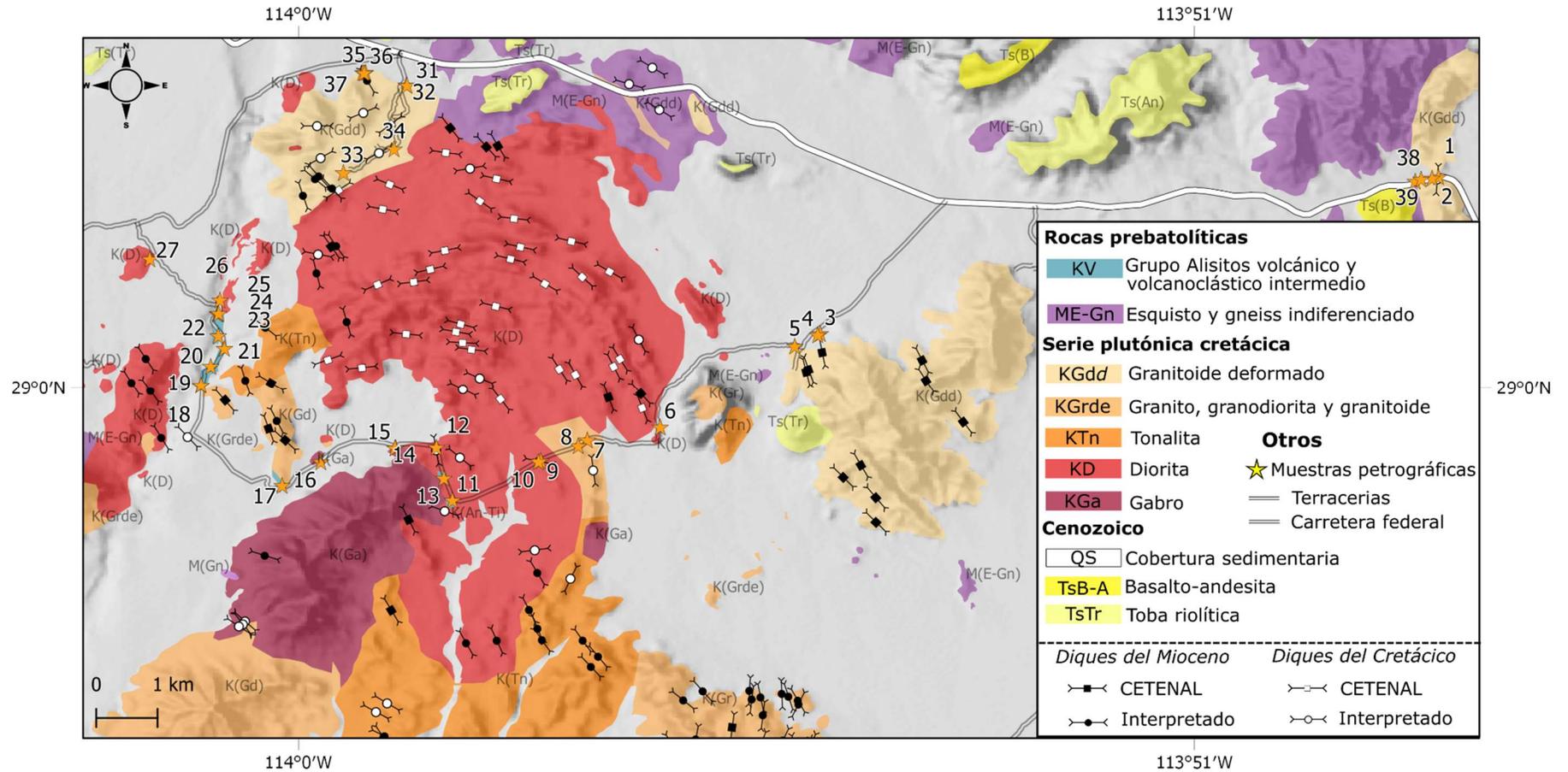


Figura 11. Mapa litológico de la zona de control donde se ubican las muestras petrográficas representadas con estrellas junto con su abreviatura numérica. Los diques se interpretaron mediante imágenes satelitales y fueron clasificados de acuerdo con su edad inferida.

3.1.1.2 Rocas plutónicas

Gabro (KGa) – Diorita (KD)

De las 27 muestras de rocas plutónicas, 14 pertenecen a las unidades gabro-dioríticas, de las cuales tres son gabros y 11 son dioritas. La unidad gabrítica principal (KGa) aflora en el centro del pPrimavera, en un área aproximada de 8.5 km². La muestra 16 (Figura 12A; Tabla 3) es representativa de dicha unidad y está constituida por olivino, clinopiroxeno, labradorita-bytownita y hornblenda intersticial, con una textura ofítica de grano grueso (Figuras 10 y 11). Esta unidad también aflora en el flanco oeste del pPrimavera, de donde se obtuvieron las muestras 21 y 22, donde está compuesta por hornblenda subhedral y labradorita subhedral a euhedral, con tamaño de grano variable entre fino y medio. Estas muestras exhiben sausrización selectiva, de la plagioclasa cálcica y cloritización del piroxeno y la hornblenda por acción hidrotermal (Best, 2003; Howie *et al.*, 1992).

La unidad diorítica central (KD) del pPrimavera cubre un área aproximada de 36 km², aunque también aflora en cuerpos discretos de menor área (0.2–2 km²) al oeste del plutón (Figura 11). Esta unidad litológica está compuesta principalmente por andesina subhedral a euhedral, hornblenda anhedral a subhedral, y en menor medida clinopiroxenos anhedrales que forman los núcleos de algunas hornblendas (Figura 12 B). En ciertos sitios del borde occidental del plutón se observa alteración hidrotermal pervasiva. La muestra diorítica 25, en el mismo borde, está intrusionada por tonalita que aflora al occidente del núcleo máfico. En la parte central del plutón, a nivel de afloramiento, es común observar cambios texturales de afaníticos a porfídicos.

En su mayoría, las muestras de las unidades gabríticas (KGa) y dioríticas (KD) son muy similares, presentan texturas hipidiomórficas isotrópicas o con foliación magmática pobremente desarrollada, sin rasgos de deformación. En el afloramiento de la muestra 18 (Figura 13B) es notable el desarrollo de fábricas que indican flujo, por lo que se sospecha que puede corresponder a un dique de la misma composición, o protrusión, emplazado posiblemente por cambio en la presión interna de la cámara.

Tonalita (KTn)

A partir de la interpretación de imágenes satelitales y de las cartas del INEGI, se considera que la unidad de tonalita (KTn) de la Figura 11 aflora mayormente en el sur del núcleo del plutón, aunque esta se muestreó en los bordes W y NW. De esta unidad se analizaron tres muestras que según su fábrica se

subdividieron como deformadas y no deformadas. La muestra 23, que está en contacto con la diorita del occidente no está deformada, pero tiene una clara foliación por flujo. Está compuesta por plagioclasa subhedral a euhedral, mosaicos de cuarzo, hornblenda anhedral a subhedral y biotita subhedral. El tamaño de grano varía de medio a grueso, con textura hipidiomórfica. Se observaron fracturas rellenas de epidota. La muestra 37 en el NW del plutón (Figura 13C) se localiza en una zona de mezcla (*mingling*) entre diorita y tonalita. En el cuerpo de diorita se observan bandas de composición tonalítica. Dicha muestra tiene una textura hipidiomórfica de grano grueso a medio con foliación magmática bien definida.

La muestra 24 localizada en el oeste del plutón (Figura 11) presenta una textura protomilonítica (deformada) de grano fino a grueso. A nivel de afloramiento exhibe cizallamiento frágil y petrográficamente se compone de plagioclasa con bordes angulares y fracturados, vetillas de cuarzo, biotitas anhedrales a subhedrales y hornblendas subhedrales no deformadas.

Granodiorita (KGd)

Al igual que la unidad de tonalita, la de granodiorita aflora principalmente en la porción suroeste de la zona control, pero, las seis muestras que se analizaron se distribuyen mayormente en los bordes del plutón, así como en el este (Figuras 10 y 11). Con excepción de la muestra 15 que corresponde a un dique muy magnético que corta a la unidad diorítica (KD), el resto de las rocas de esta composición están claramente deformadas. Este dique contiene abundantes enclaves máficos y petrográficamente está compuesto por una matriz de cuarzo y feldespatos potásicos subhedral, fenocristales de plagioclasa subhedral y cristales subhedrales de hornblenda y clinopiroxeno en menor proporción.

En el borde occidental del pPrimavera otro dique granodiorítico correspondiente a la muestra 19, corta a la diorita equivalente a la muestra 18 (Figura 11). Su textura es brechada de grano medio, compuesta por cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa y hornblenda. Esta muestra tiene una alteración hidrotermal pervasiva con desarrollo de clorita y epidota.

En el NW del plutón, en una zona de prospección minera (Mina Monserrat) las muestras 33 y 34 (Figura 11 y Tabla 3) forman parte de un dique de aproximadamente 2 km de longitud las cuales, respectivamente, presentan bandeamiento y foliación bien desarrollados. La textura de ambas es hipidiomórfica y el tamaño de grano varía de fino a grueso con una mineralogía compuesta por una matriz de plagioclasa, feldespatos potásicos y cuarzo, con fenocristales de feldespatos potásicos subhedral. La zona está deformada y en los

planos de cizalla es común observar al microscopio el desarrollo de hornblenda en la muestra 33 (Figura 13E). En la muestra 34 los planos de cizalla contienen biotita.

A 15 km hacia el este del plutón, sobre la carretera federal (Figura 11), se colectaron las muestras 1 y 39 en las que al microscopio se observa que están compuestas por una matriz de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo y fenocristales de feldespato potásico (Tabla 3). Las dos muestras contienen biotita euهدral y subهدral, junto a la que llega a observarse muscovita subهدral a euهدral. La fábrica de ambas muestras es protomilonítica de grano medio en contacto por intrusión forzada con una secuencia de metalavas y metasedimentos (ME-Gn, Figura 11).

Granito (KGr)

Los ejemplares pertenecientes a la unidad KGr son las muestras 7 y 8 (Tabla 3), en la parte centro-este del núcleo del plutón y la muestra 31 en la porción norte (Figura 11). Se ubican principalmente en los bordes del plutón y afloran como diques que cortan a la unidad diorítica KD. En general, esta unidad se caracteriza por tener texturas hipidiomórficas de grano fino a grueso y texturas de exsolución como pertitas, mirmequitas y vermiculitas (Figura 12C). No están deformadas y desarrollan foliación magmática.

Granitoide (KGrde)

Con este nombre genérico se denomina a las rocas de afloramientos de rocas félsicas a las que no se tuvo acceso, sin embargo, se considera que la muestra 5 (Figura 11 y Figura 12D) en el este del plutón, puede ser representativa del granitoide, cuya área de exposición es de aproximadamente 12 km². Su rasgo característico es su textura augen-milonítica (Figuras 10 y 11, Tabla 3). Está compuesta principalmente por una matriz fina de cuarzo y feldespato potásico y plagioclasa de aspecto “augen”. Se observó desarrollo de biotita, epidota y óxidos en planos de cizalla. A nivel de afloramiento se observaron zonas de mezcla entre esta unidad y posiblemente la unidad diorítica (KD).

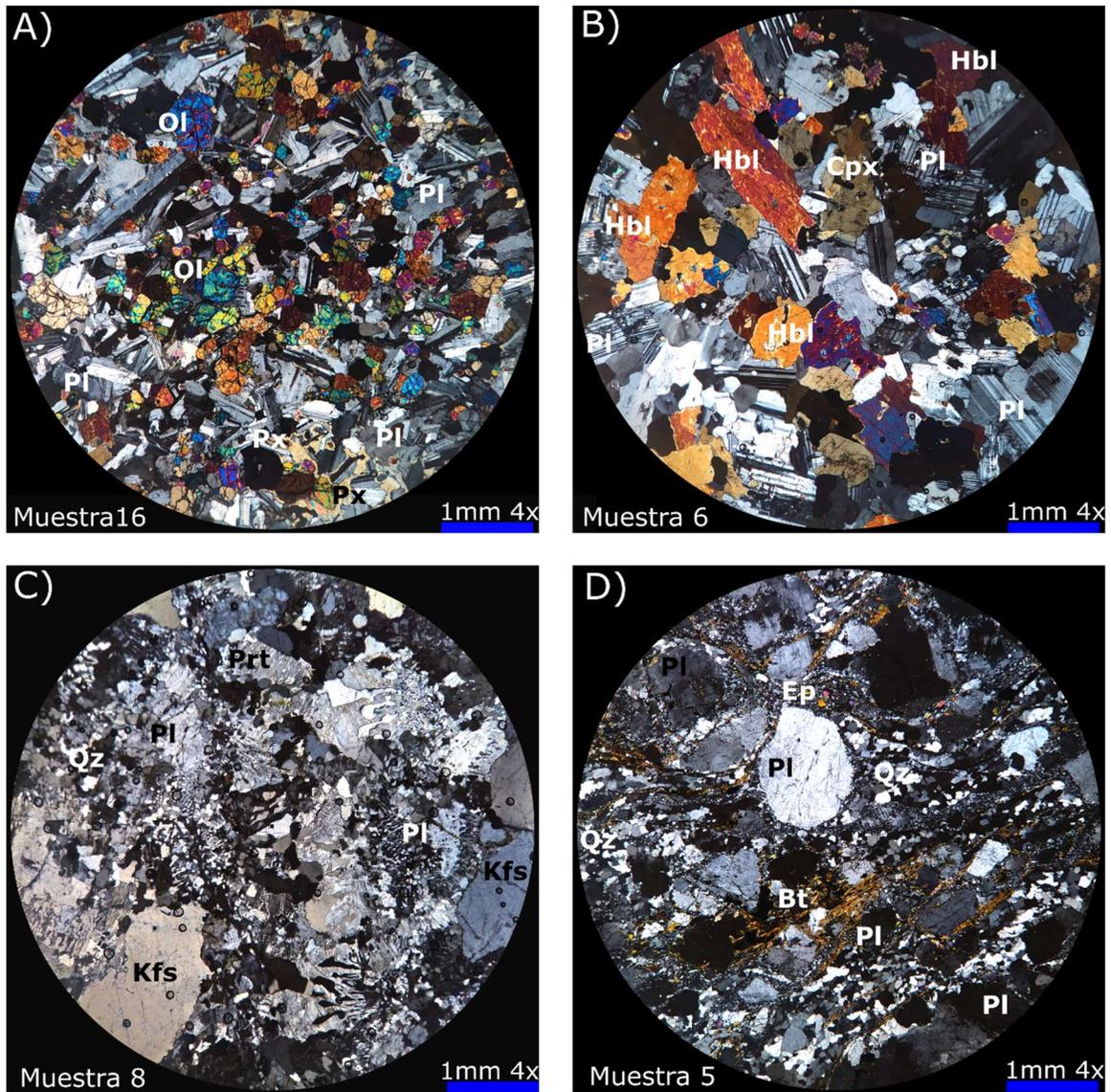


Figura 12. Fotomicrografías con luz polarizada (NX) de algunas muestras representativas de las unidades litológicas del pPrimavera. **A)** Gabro (KGa). Al centro de la imagen se observa un agregado de olivinos rodeados por labradoritas subhedrales a euhedrales. **B)** Diorita (KD). La muestra es relativamente fresca y poco alterada, en ella se observan andesinas subhedrales a euhedrales, hornblendas subhedrales y clinopiroxenos cloritizados. **C)** Granito (KGr). En esta muestra se observan fenocristales de feldespato potásico embebidos en una matriz de cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico, así como las texturas pertíticas y mirmequíticas de exolución. **D)** Granitoides (KGdd). Esta muestra se encuentra milonitizada con “augen” de feldespato potásico y plagioclasa. La biotita y epidota precipitan en los planos de cisalla. La matriz se compone de cuarzo fino, feldespato potásico (distinguible gracias al cobalnitrito de sodio en la galleta) y plagioclasa. Abreviaturas: Qz: cuarzo; Kfs: feldespato potásico; Pl: plagioclasa; Prt: pertita; Bt: biotita; Ep: epidota; Hbl: hornblenda; Cpx: clinopiroxeno; Px: piroxeno; Ol: olivino.

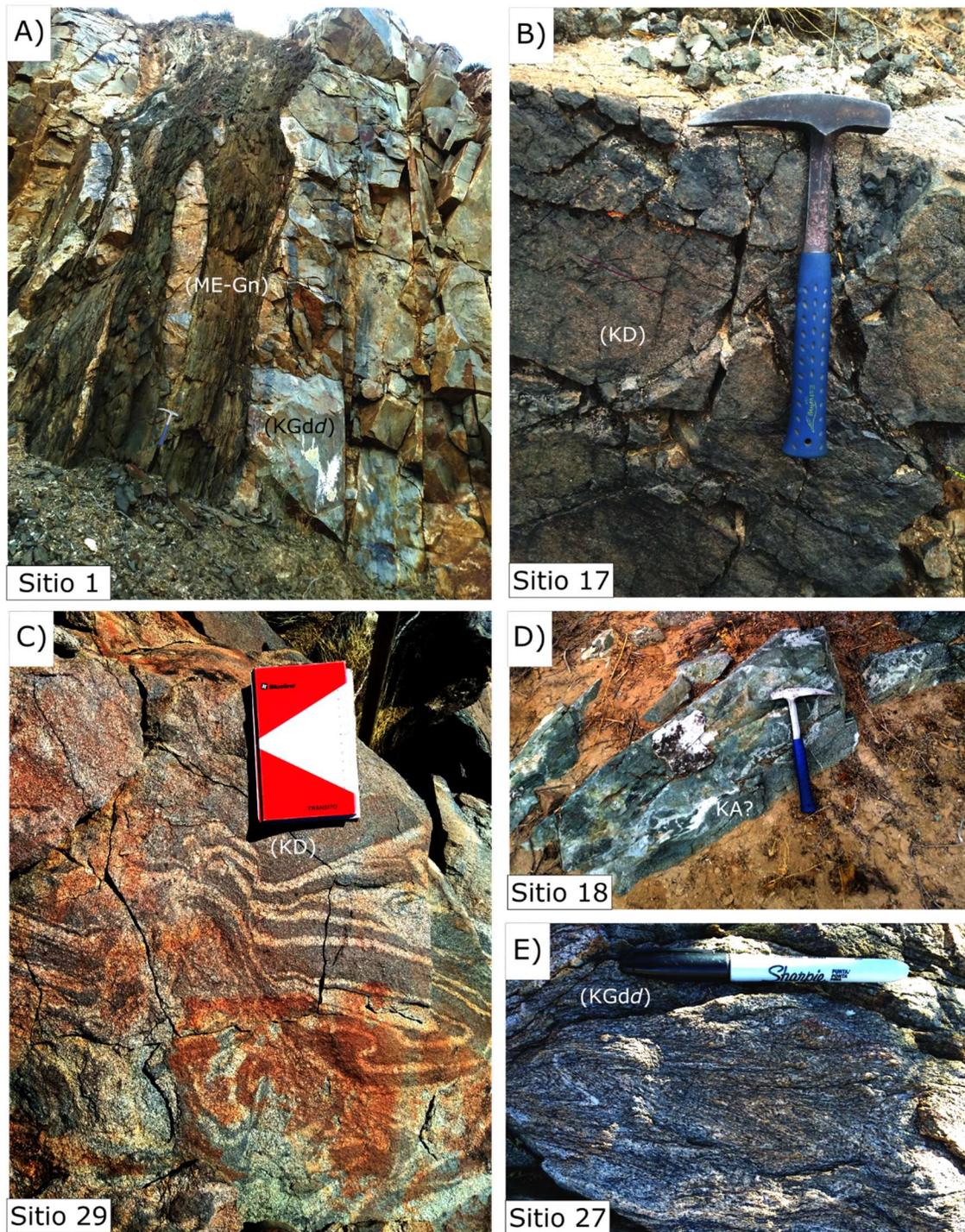


Figura 13. Fotografías de los afloramientos de algunos sitios clave del pPrimavera. **A)** Secuencia metamórfica (ME-Gn) intrusionada por granodiorita (Gd). **B)** Posible dique diorítico exhibiendo líneas de flujo magmático. **C)** Bandas de tonalita (KTn) dentro de la unidad diorítica (KD) en una zona de mezcla (mingling). **D)** Derrames lávicos brechados en el borde occidental del plutón. **E)** Deformación por cizallamiento en la unidad granodiorítica (KGdd) en el borde noroeste del plutón.

Tabla 2. Resumen petrográfico de las rocas prebatolíticas de la zona de control.

Unidad	Muestra	UTM Este Norte	Clasificación de la roca	Asociaciones minerales	Facies	Observaciones
ME-Gn	2XI19	226434 3214943	Metasamita	Qtz + Pl + Bt ± Cal ± Chl	Esquisto verde	Textura: Lepidoblástica, grano fino. La Bt cloritizada define esquistosidad. Interestratificada con metasedimentos e intrusionada por un granitoide deformado. Vetillas de Qtz paralelas a la foliación. Protolito probable: Arenisca-grauvaca. Acc: Rt
ME-Gn	38XI19	226183 3214912	Metalava	Qtz + Kfs + Pl + Bt Ep ± Ms	Esquisto verde alta	Textura: Porfirítica relictas, ligeramente foliada y cizallada, grano fino-medio. Mosaicos de Qtz. Protolito probable: Lava porfirítica dacítica. Acc: Rt
ME-Gn	3XI19	216303 3212271	Metalava	Qtz + Pl + Hbl + Chl + Bt ± Ep	Esquisto verde	Textura: Lepidoblástica, protomilonítica, grano fino-medio. Parcialmente sausuritizada. La Pl presenta zonamiento y algunas están deformadas. Minerales fracturados frecuentes. Protolito probable: Lava andesítica. Acc: Ttn, Rt
ME-Gn	4XI19	216303 3212271	Metalava	Qtz + Pl + Hbl + Bt + Ep ± Chl	Esquisto verde	Textura: Lepidoblástica, grano fino-medio. Esquistosidad bien definida. Vetas con epidota en dirección de la foliación. Protolito probable: Lava andesítica. Acc: Rt, Ap
KTi-An	11XI19	210245 3209334	Metalava	Qtz + Pl + Act ± Cal	Esquisto verde	Textura: Porfirítica relictas, grano fino. Pl=Andesina. Sausuritización selectiva. Fenocristales de aproximadamente 5 mm de Qtz, Pl, Hbl y Cpx. Matriz de Pl + Hbl. Protolito probable: Lava porfirítica andesítico-basáltica.
KTi-An	13XI19	210114 3209746	Metalava	Pl + Chl + Hbl + Ep ± Ms	Esquisto verde	Textura: Porfirítica relictas, grano medio-grueso. Sausuritización selectiva. Opx cloritizado. Protolito probable: Lava basáltica.
KTi-An	17XI19	792118 3209668	Metalava brechada	Qtz + Pl + Chl + Hbl ± Ep	Esquisto verde	Textura: Isotrópica, grano fino. Matriz vítrea cloritizada. Cambios texturales. Ox en vetas. Plagioclasa anhedral. Mosaicos de cuarzo. Protolito probable: Lava brechada andesítica.
KTi-An	20XI19	790896 3211861	Metalava brechada	Pl + Chl + Hbl ± Ep	Esquisto verde	Textura: Porfirítica relictas, grano fino. Pl= An > Lab. Matriz cloritizada. Protolito probable: Lava andesítica brechada.

Nota: Abreviaturas minerales según Best (2003). Qtz: cuarzo; Kfs: feldespato potásico; Pl: plagioclasa; Olg: oligoclasa; Act: actinolita, An: andesina; Lab: labradorita; Hbl: hornblenda; Bt: biotita; Cpx: clinopiroxeno; Opx: ortopiroxeno; Ol: olivino; Ox: óxidos; Ms: muscovita; Ep: epidota; Chl: clorita; Zr: circón; Ap: apatita; Ttn: titanita. Rt: rutilo; Cal: calcita; Acc: minerales accesorios.

Tabla 3. Resumen petrográfico de la serie plutónica de la zona de control.

Unidad	Muestra	UTM Este Norte	Clasificación de la roca	Moda en vol. %									Observaciones
				Qtz	Kfs	Pl	Hbl	Bt	Cpx	Opx	OI	Ox	
KGa	16XI19	208113 3210100	Gabro de Opx	0	0	61	0	0	0	23	14	2	Textura: Hipidiomórfica, ofítica de grano medio. Pl= Lab>>An. Oikocristales de Opx con chadacristales de olivino. Hbl intersticial. Acc: Ttn; QAP =0:0:100; SI :18
KGa	21XI19	791112 3212199	Gabro de Hbl	0	0	48	50	0	0	0	0	2	Textura: Hipidiomórfica, grano fino-medio. Pl=Lab >> An. Sausuritización. Cizalla. Acc: Ap; QAP =0:0:100; SI :2
KGa	22XI19	790932 3212619	Dique de gabro de Hbl	0	0	34	63	0	0	0	0	3	Textura: Hipidiomórfica, grano medio. Pl=Lab >> An. Cloritizada con vetillas de Ep. Acc: Ap; QAP =0:0:100; SI :4
KD	6XI19	213671 3210603	Diorita de Hbl	0	0	44	45	0	9	0	0	1	Textura: Hipidiomórfica, débilmente foliada, grano medio. Pl= Ab-Olg-An. Cpx anhedral con inclusiones de Hbl. Cloritizada. Acc: Ap+Rt; QAP =0:0:100; SI :1
KD	9XI19	211686 3210024	Diorita de Hbl	0	0	40	58	0	0	0	0	2	Textura: Hipidiomórfica, grano grueso. Pl= Olg-An. Pl presentan zonamiento. Hbl crece a expensas de Cpx. Acc: Rt + Ap; QAP =0:0:100; SI :2
KD	10XI19	211686 3210024	Diorita de Cpx	0	0	53	35	0	10	0	0	2	Textura: Hipidiomórfica, débilmente foliada, grano grueso. Pl= An >> Lab. Relación 1:10 de fenocristales de Pl y matriz de Pl + Hbl. Núcleos de Cpx. Acc: Rt + Ap; QAP =0:0:100; SI :13
KD	12XI19	210006 3210321	Dique de microdiorita	0	0	50	40	0	0	0	0	7	Textura: Hipidiomórfica, grano fino. Pl=An. Fractura rellena con caliche y Ep. Pl subhedrales y Hbl anhedral. Ox anhedrales entre Hbl y Pl. Cloritizada parcialmente Acc: Rt + Ap; QAP =0:0:100; SI :12

Continuación

Cont. **Tabla 3.** Resumen petrográfico de la serie plutónica de la zona de control.

Unidad	Muestra	UTM Este Norte	Clasificación de la roca	Moda en vol. %									Observaciones
				Qtz	Kfs	Pl	Hbl	Bt	Cpx	Opx	OI	Ox	
KD	14XI19	209342 3210331	Diorita de Hbl	0	0	49	48	0	0	0	0	3	Textura: Hipidiomórfica, grano medio - grueso. P = Lab>>An. Hbl anhedral cloritizada parcialmente. Acc: Ap; QAP =0:0:100; SI :3
KD	18XI19	790741 3211498	Diorita de Hbl	0	0	50	45	0	0	0	0	5	Textura: Xenomórfica, grano grueso. Pl= An>>Lab. Chl y Ep por alteración hidrotermal pervasiva. En el afloramiento muestra variaciones hacia texturas afaníticas. Acc: Ttn + Ap + Rt; QAP =0:0:100; SI :16
KD	25XI19	790992 3212842	Microdiorita de Hbl	0	0	41	57	0	0	0	0	2	Textura: Hipidiomórfica, grano fino. Pl= Olg-An. Pl presentan zonamiento y Qtz forma mosaicos. Acc: Ap; QAP =0:0:100; SI :2
KD	26XI19	791016 3213096	Microdiorita de Hbl	0	0	40	58	0	0	0	0	2	Textura: Hipidiomórfica, grano fino. Pl= Olg-An. Xenocristales de mayor tamaño de Pl. Isotrópica. Alteración hidrotermal pervasiva. Acc: Ap + Rt + Ttn; QAP =0:0:100; SI :20
KD	27XI19	789781 3214020	Diorita de Hbl	0	0	45	53	0	0	0	0	2	Textura: Hipidiomórfica, débilmente foliada, grano grueso. Pl= An>>Lab. Intensamente cloritizada. Acc: Ap; QAP =0:0:100; SI :1
KD	32XI19	209695 3217059	Diorita de Cpx	0	0	48	0	0	52	0	0	<1	Textura: Hipidiomórfica, grano grueso. Pl= An>>Lab. Pl presentan zonamiento. Sausuritización. Cpx subhedrales fracturados. Ox crecen en Cpx. Acc: Ap; QAP =0:0:100; SI :2
KTn	23XI19	790992 3212842	Tonalita	30	0	55	5	6	0	0	0	4	Textura: Hipidiomórfica, grano medio. Bandas de óxidos. Relación 1:20 de fenocristales de Pl y matriz de Pl con Qtz menor. Fracturas rellenas de Ep perpendiculares a la foliación magmática. Ox como inclusiones en Hbl. Acc: Ap; QAP =35:0:65;

Continuación

Cont. **Tabla 3.** Resumen petrográfico de la serie plutónica de la zona de control.

Unidad	Muestra	UTM Este Norte	Clasificación de la roca	Moda en vol. %									Observaciones
				Qtz	Kfs	Pl	Hbl	Bt	Cpx	Opx	OI	Ox	
KGdd	24XI19	790992 3212842	Tonalita	30	0	40	20	6	0	0	0	4	Textura: protomilonítica, grano fino-medio. Vetillas de Qz siguiendo la foliación. Ox elongados y Bt en planos de cizalla. Pl tienen bordes angulares fracturados. Hbl sin deformación. Acc: Ap; QAP: 43:0:57.
KTn	37XI19	208970 3217310	Tonalita de Hbl	30	0	41	23	4	0	0	0	2	Textura: Hipidiomórfica, foliada, grano medio a grueso. Pl= Olg-An. Mosaicos de Qtz. Acc: Ap + Ttn + Zr; QAP: 42:0:58; SI: 1
KGdd	1XI19	226434 3214943	Granodiorita	50	10	30	0	8	0	0	0	2	Textura: Porfirítica, protomilonítica, grano medio. Mosaicos de cuarzo en vetillas. Enclaves máficos elongados en dirección de la foliación. Bt verde. Relación 1:20 fenocristales de Pl vs. matriz. Ms subhedral. Acc: Ap + Zr; QAP: 56:11:33; SI: 1
KGdd	39XI19	226183 3214912	Granodiorita	40	10	40	0	9	0	0	0	1	Textura: Porfirítica, protomilonítica, grano medio. Planos de cizalla con Bt y Ms euhedral. Ox de aprox. 2 mm. Acc: Ap + Ttn; QAP: 45:11:44; SI: -
KGd	15XI19	209342 3210331	Dique de granodiorita	40	15	30	5	0	5	0	0	5	Textura: Hipidiomórfica, grano fino-medio. Bandas de óxidos. Relación 1:20 de fenocristales de Pl y matriz de Kfs + Qtz. Contactos poligonales. Hbl cloritizada. Tiene inclusiones máficas. Acc: Ap; QAP: 47:18:35; SI: 25
KGdd	19XI19	790741 3211498	Dique de granodiorita	35	15	35	14	0	0	0	0	1	Textura: Hipidiomórfica, brechada, grano medio. Alteración hidrotermal pervasiva. Cizalla. Acc: Ap; QAP: 41:18:41; SI: 1
KGdd	33XI19	208619 3215464	Dique de granodiorita	40	10	30	10	10	0	0	0	<1	Textura: Bandeada, grano fino-medio. Relación 1:20 de fenocristales de Kfs con matriz de Qtz + Kfs + Pl. En planos de cizalla Bt, Hbl y Ep. Acc: Zr + Ap; QAP: 50:13:38; SI: 1

Continuación

Cont. **Tabla 3.** Resumen petrográfico de la serie plutónica de la zona de control.

Unidad	Muestra	UTM Este Norte	Clasificación de la roca	Moda en vol. %									Observaciones	
				Qtz	Kfs	Pl	Hbl	Bt	Cpx	Opx	Ol	Ox		
KGdd	34XI19	209450 3215892	Dique de granodiorita	36	14	42	0	8	0	0	0	0	<1	Textura: Hipidiomórfica, foliada, grano medio-grueso. Bt y Ep siguen planos de foliación. Mosaicos de Qtz. Acc: Ap; QAP =39:15:46; SI :9
KGr	31XI19	209695 3217059	Dique de granito	31	53	12	0	4	0	0	0	0	0	Textura: Hipidiomórfica, foliada, grano fino-medio. Relación 1:15 de fenocristales de Kfs con matriz de Qtz, Kfs y Pl. Vermiculitas. Hipersolvus. Acc: Ap + Zr; QAP =32:55:12; SI :0.1
KGr	8XI19	212324 3210294	Dique de granito	27	31	41	0	0	0	0	0	0	1	Textura: Hipidiomórfica, foliada, grano medio. Texturas mirmequíticas y pertíticas. Hipersolvus. Acc: Ap; QAP =28:31:41; SI :6
KGr	7XI19	212476 3210395	Dique de granito	40	27	30	2	0	0	0	0	0	1	Textura: Hipidiomórfica, foliada, grano grueso. Texturas pertíticas. Qtz presenta extinción ondulatoria. Hipersolvus Acc: Ap; QAP =42:27:31; SI :13
KGdd	5XI19	215842 3212259	Granitoide	60	20	8	0	10	0	0	0	0	2	Textura: Augen, milonítica, grano fino-medio. Pl=An. Precipitación de Ox + Bt + Ep en los planos de cizalla. Mosaicos de Qtz. Zona de mezcla entre KGdd y KD. Acc: Ap; QAP =68:23:9; SI :11
KD	36XI19	208970 3217310	Enclave de diorita de Cpx	0	0	45	13	0	40	0	0	0	2	Textura: Hipidiomórfica, grano medio. Hbl y Cpx anhedrales cloritizados casi completamente. Pl=An>>Lab. Acc: Ap; QAP =0:0:100.
Dique mio-cénico	35XI19	208970 3217310	Dique de andesita basáltica	0	0	35	10	10	40	0	0	0	5	Textura: Hipidiomórfica, grano medio. Dique miocénico. Ep + Chl. Sausuritización Pl= Olg-An Acc: Rt; QAP =0:0:100; SI :3

Nota: Abreviaturas minerales según Best (2003). Qtz: cuarzo; Kfs: feldespatos potásicos; Pl: plagioclasa; Olg: oligoclasa; An: andesina; Lab: labradorita; Hbl: hornblenda; Bt: biotita; Cpx: clinopiroxeno; Opx: ortopiroxeno; Ol: olivino; Ox: óxidos; Ms: muscovita; Ep: epidota; Chl: clorita; Zr: circonio; Ap: apatita; Ttn: titanita. Rt: rutilo; **Acc**= minerales accesorios; **QAP**= composición modal normalizada de cuarzo, feldespatos alcalinos y plagioclasa en lamina delgada. **SI**= susceptibilidad magnética medida en campo. El número de muestra, en negritas es el número consecutivo indicado en los mapas de las Figuras 9 y 10, y diagrama QAP de la Figura 11, de una serie identificada en el laboratorio como (1-n)XI19.

3.2 Análisis estructural

En este apartado se describen los rasgos geométricos medidos en la zona de control por percepción remota como los lineamientos, así como los medidos directamente en el campo, como los planos de contacto y de falla, foliaciones y lineaciones. Con estos elementos geométricos se interpretaron algunas estructuras asociadas con el emplazamiento del plutón y, en las zonas con rasgos de deslizamiento, el estado de los esfuerzos locales.

3.2.1 Lineamientos

Los lineamientos representan estructuras interpretadas a escala macroscópica (decenas de metros) que se pueden relacionar con fallas y fracturas. El diagrama de rosas de la Figura 14 muestra las orientaciones dominantes de los lineamientos localizados dentro de la zona de control. En total se discretizaron 541 segmentos de línea de aproximadamente 200 metros de longitud, pues la escala de la interpretación fue de aproximadamente 1:10 000, dando como resultado una orientación preferente hacia el NW, entre 315° y 340°. Se interpreta que los lineamientos rectilíneos con esta tendencia se asocian al sistema extensional del Golfo de California.

En el diagrama de rosas existen otros grupos de lineamientos cuyas tendencias indican un arreglo concéntrico, de forma predominantemente elíptica. La imagen 3D que se muestra en el mapa de la Figura 14 resalta dichas estructuras, las cuales se asocian con otro arreglo de diques de aspecto menos lineal que el miocénico mencionado. Dada su composición tonalítica a granodiorítica, así como a su relación de yuxtaposición con la unidad diorítica (KD), se infiere que forman parte de los pulsos más jóvenes del pPrimavera y por lo tanto son intrusivas, como se pudo corroborar en el campo.

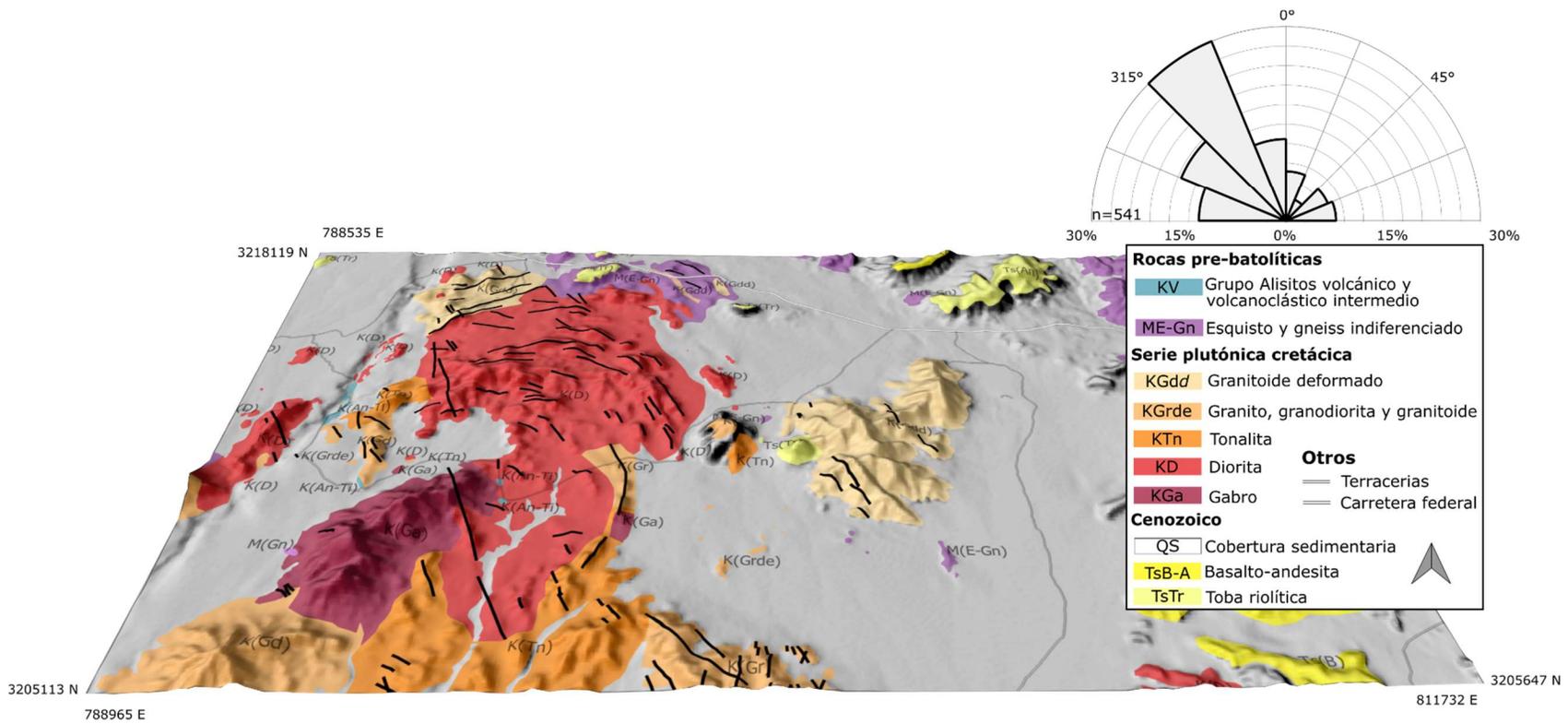


Figura 14. Modelo de elevación digital tridimensional con una vista de inclinación de 60° y en la esquina superior derecha el diagrama de rosas mostrando las tendencias de los lineamientos, los cuales están representados por las líneas negras. En total se calcularon 541 segmentos de líneas de aproximadamente 200 m de longitud.

3.2.2 Foliación y lineación

La foliación, entendida como la fábrica continua y planar de acumulaciones cristalinas con orientación preferente en una roca, está ligada a diferentes causas. En las rocas ígneas intrusivas se asocia con texturas primarias generadas durante el flujo del material magmático viscoso en su ascenso por la corteza terrestre o a procesos internos de convección en la cámara magmática, en cuyos casos se denomina foliación magmática. Si la foliación se desarrolla después de la cristalización del magma, se habla entonces de una textura secundaria generada en estado sólido, como el caso de los emplazamientos forzados (Davis *et al.*, 2011; Best, 2003). En las rocas metamórficas, la foliación se asocia típicamente con estructuras secundarias que se formaron bajo condiciones de presión y/o temperatura alta, en respuesta a esfuerzos diferenciales dirigidos que permiten a la roca “fluir” en estado sólido (Davis *et al.*, 2011).

En esta sección se describen los resultados de los análisis de las foliaciones y de lineaciones en sectores según su posición geográfica para facilitar su presentación (Figura 15).

En el sector Este 1 (E1 en Figura 15; Sitios 1 y 35 de la Figura 9) se midieron foliaciones tanto en rocas plutónicas como en metamórficas. Las foliaciones en el granitoide promediaron $189^{\circ}/80^{\circ}$, observándose en campo enclaves máficos elongados en la misma dirección. En la metasamita y la metalava encajonantes las foliaciones tienen una orientación promedio de $342^{\circ}/78^{\circ}$, es decir, subparalela a la orientación del granitoide, pero con buzamiento en sentido contrario. Las lineaciones por cizallamiento se alojan en un plano de falla promedio orientado $4^{\circ}/88^{\circ}$ y la solución del campo de esfuerzos indica que el vector de máximo esfuerzo (σ_1 ; Figura 15) se orienta hacia $229^{\circ}/002^{\circ}$.

Inmediatamente al oriente del pPrimavera se ubica el sector Este 2 (E2 en Figura 15; Sitios 2, 3, 36 y 37 de la Figura 9), en el cual aflora un conjunto milonitizado formado por un cuerpo granodiorítico que intrusióna a las rocas encajonantes principalmente lávicas. La orientación principal de la zona de milonitización es de $350^{\circ}/58^{\circ}$. En la parte sureste del cerro (sitios 36 y 37 de la Figura 9) se observó un dique de composición diorítica con foliación aparentemente magmática cuyo valor promedio es de $345^{\circ}/70^{\circ}$, y líneas paralelas a la orientación del cuerpo milonitizado antes descrito.

En la parte noreste del pPrimavera se definió el sector Noreste (NE Figura 15; Sitios 33 y 38, Figura 9), en el cual se observa una deformación con foliación penetrativa en la unidad granodiorítica (KGdd) que promedia $347^{\circ}/52^{\circ}$. La roca metamórfica encajonante define una foliación orientada paralelamente, pero con buzamiento contrario al del intrusivo, con un promedio de $148^{\circ}/60^{\circ}$. El plano promedio de foliación

de ambas unidades es $155^{\circ}/88^{\circ}$, que es más o menos paralelo al borde del plutón en ese sector. De las lineaciones por cizallamiento, contenidas en un plano aparente orientado en $318^{\circ}/72^{\circ}$, se obtuvo un vector de esfuerzo principal compresivo de $024^{\circ}/003^{\circ}$, esto es, casi paralelo al observado en el sector E1 (σ_1 ; Figura 15).

En el sector Sur (S en la Figura 15; Sitios 4 a 15 de la Figura 9) la foliación observada en la unidad granítica está definida por la orientación por flujo de los cristales máficos, en un plano promedio orientado $359^{\circ}/82^{\circ}$. Es interesante observar que el dique granodiorítico (sitio 13 de la Figura 9) que resultó tener la susceptibilidad magnética más alta tiene el mismo tipo de foliación y enclaves máficos elongados paralelamente con orientación $13^{\circ}/81^{\circ}$, similar a la unidad granítica que está en los costados. En este sector, la unidad diorítica tiene una foliación de flujo débil cuya orientación promedio es de $38^{\circ}/85^{\circ}$. El promedio de foliación entre ambas unidades resulta en $11^{\circ}/82^{\circ}$.

En el sector occidental del pPrimavera (W en Figura 15; Sitios 17 a 23 de la Figura 9) se observó que la unidad tonalítica (KTn) intrusión a la diorítica (KD). El conjunto muestra fábricas protomiloníticas con foliaciones por deformación que promedian $217^{\circ}/62^{\circ}$. De las lineaciones por cizallamiento en los planos de falla observados a lo largo de un arroyo del borde del plutón (Sitios 17 a 20; Figura 9), cuyo promedio es $242^{\circ}/53^{\circ}$, se obtuvo un vector de esfuerzo máximo compresivo en $114^{\circ}/008^{\circ}$ (σ_1 ; Figura 15).

Aproximadamente a 3 km hacia el NW, del arroyo mencionado, aflora un cuerpo diorítico aislado cuya foliación magmática débil sigue un plano promedio en $37^{\circ}/83^{\circ}$, casi paralela al borde del plutón en ese sector.

En el sector Noroeste (NW de la Figura 15; sitios 25 a 28 de la Figura 9) en la zona con mineralización hidrotermal, se ubican una serie de diques granodioríticos intrusionando a la unidad diorítica (KD) que muestran una foliación paralela a la orientación cristalina, posiblemente por deformación durante la intrusión de los diques. El arreglo de aspecto cónico ascendente desarrolla una foliación que promedia $242^{\circ}/80^{\circ}$. Las lineaciones por cizallamiento desarrolladas en los diques definen un vector de máximo esfuerzo compresivo orientado $001^{\circ}/018^{\circ}$ (σ_1 ; Figura 15) en planos de falla que promedian $245^{\circ}/75^{\circ}$, prácticamente paralelos a la foliación descrita en el sector.

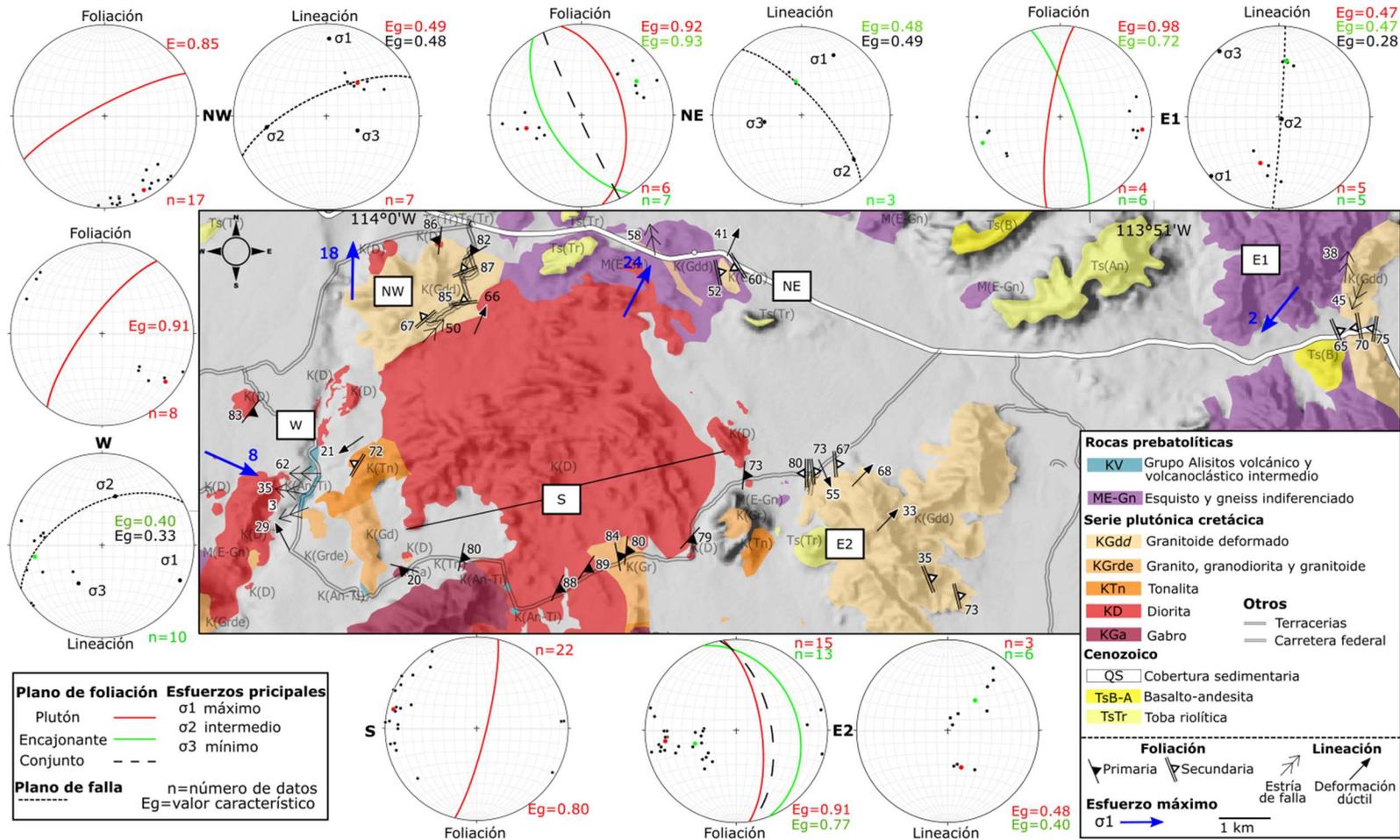


Figura 15. Mapa estructural de la zona control. Los estereogramas muestran los planos promedio de foliación y las lineaciones promedio de cada sector, donde los rasgos geométricos asociados a la serie plutónica y metamórfica se resaltan con rojo y verde, respectivamente. El número de datos (n) y los valores característicos (Eg) se distinguen bajo el mismo código de colores, el Eg del esfuerzo principal máximo (σ_1) de cada sector se distingue con negro.

3.3 Magnetometría

La respuesta magnética del pPrimavera es similar a la que caracteriza a los plutones de la zona occidental del CB peninsular, aunque está emplazado al este de la frontera regional obtenida por Langeheim *et al.* (2014; Figura 16A). Además, la línea magnetita/ilmenita de Gastil *et al.* (1990; Figura 16B) prácticamente atraviesa al plutón en su parte central, lo que lo hace distinto del resto de los altos magnéticos de los plutones occidentales.

3.3.1 Susceptibilidades magnéticas y litologías

En la Figura 17 se muestra el rango de susceptibilidades magnéticas promedio (SI) por unidad litológica según las mediciones en el campo. Las susceptibilidades magnéticas más altas se observan en la unidad gabro-diorítica (KGa-KD) cuyo rango varía entre 2 y 19.8×10^{-3} SI. Normalmente, los valores debajo de 2×10^{-3} SI se encuentran en rocas que tienen alteración hidrotermal (Figura 19B), por lo cual la susceptibilidad magnética de los minerales ferromagnéticos oxidados pudo disminuir. El valor más alto de susceptibilidad magnética (25×10^{-3} SI) se midió en un dique granodiorítico (KGd) que corta a la unidad diorítica (KD). El dique contiene enclaves máficos y, al microscopio, se observaron bandas ricas en óxidos. Las granodioritas medidas en otros sitios tienen valores de susceptibilidad entre 0.56 y 1.17×10^{-3} SI y valores de 8.6 y 11.3×10^{-3} SI en zonas de mezcla con la unidad (KD). La tonalita (KTn) y el granito (KGr) tienen un valor cercano a 0, con excepción de los diques granítico del borde centro-oriental del plutón que intrusionan a la diorita y arrojan valores de 5.8 y 13.3×10^{-3} SI.

Al graficar los valores de susceptibilidad magnética con respecto al porcentaje en volumen de óxidos (vol.%; Figura 17) se observa que, con excepción de un dique de granodiorita cuya susceptibilidad es de 25×10^{-3} SI y su concentración de óxidos es de 7% y los diques en zonas de mezcla, el resto de las rocas granodioritas (KGd) arroja un promedio de susceptibilidad de 0.9×10^{-3} SI mientras que el granito (KGr) tiene valores cercanos a cero. Las rocas más magnéticas son las gabróicas y dioríticas (KGa y KD). La mayoría de las rocas máficas tienen 2% de óxidos y su valor promedio de susceptibilidad es de 9×10^{-3} SI, el cual contrasta notablemente con el de las metalavas encajonantes, que es de poco más de 2×10^{-3} SI. Es importante hacer notar que la susceptibilidad magnética tiene una relación directamente proporcional al contenido en óxidos (Clark, 1997). En este caso, el volumen de óxidos se estimó con base en conteos en láminas delgadas, no en peso, por lo que la correlación con respecto a la susceptibilidad puede mostrar desviaciones con respecto a las tendencias esperadas.

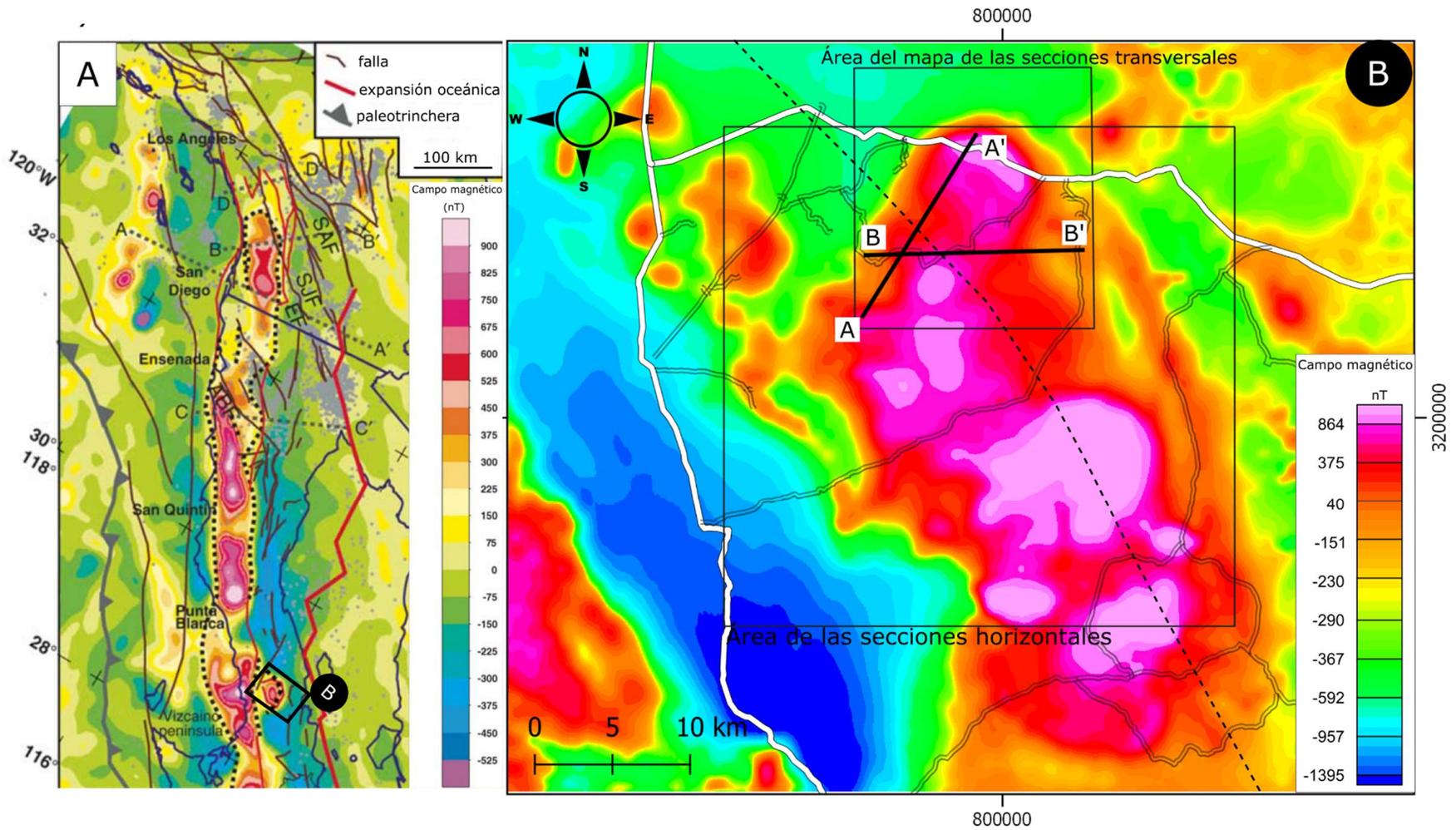


Figura 16. A) Mapa del campo magnético filtrado para fuentes magnéticas profundas de Langenheim *et al.* (2014), indicando la frontera de dichas fuentes por la línea negra punteada. El recuadro negro representa el área de B. **B)** Mapa del campo magnético en el área de estudio (reducido al polo) y la línea magnetita/ilmenita de Gastil *et al.* (1990) representada por la línea negra punteada. En los recuadros se muestra el área de las secciones horizontales y el área del mapa de las secciones transversales descritos en este capítulo.

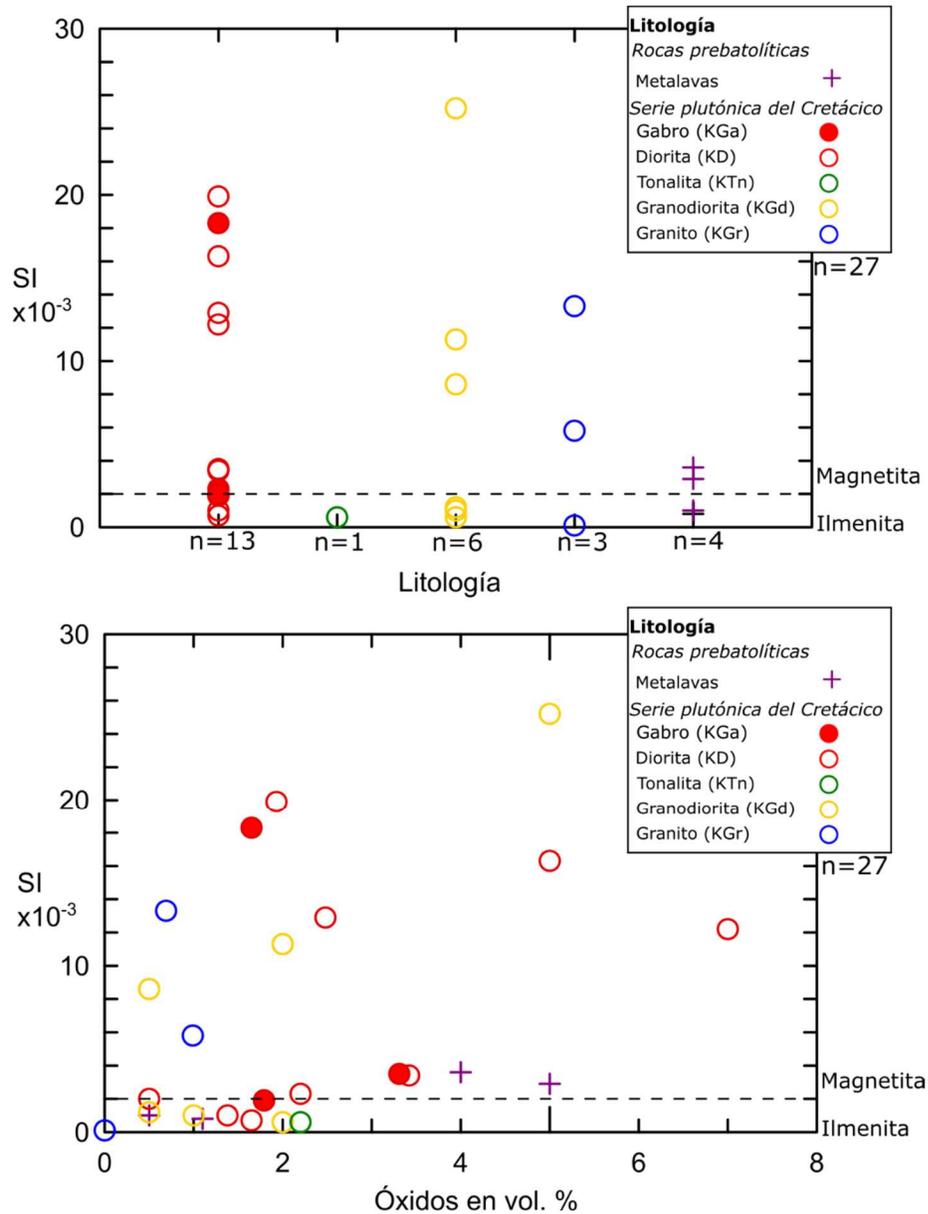


Figura 17. En el diagrama superior se muestra el rango de susceptibilidades por unidad litológica. El diagrama inferior muestra la variación de la susceptibilidad magnética según el contenido en óxidos (medido en vol. % a partir de conteos en láminas delgadas).

3.3.2 Modelado magnético

El modelo magnético tridimensional cubre toda el área en la que se observa el alto magnético anómalo regional, el cual coincide geográficamente con la ubicación del presunto batolito La Primavera (Figura 16B). A partir del proceso de inversión magnética tridimensional descrito en la metodología, se extrajeron

secciones horizontales para poder observar la magnetización a diferentes niveles de profundidad (Figura 18) y hacer una evaluación del cuerpo magnético máfico en la zona de control cartografiada.

Al comparar los datos magnéticos, los estructurales y la litología superficial, se observa que la sección horizontal a un 1 km de profundidad es la que más concuerda con zonas de falla, así como con contrastes litológicos (rocas máficas vs. félsicas o encajonantes). De la inspección de las secciones horizontales a -1 y -7 km, se visualiza la complejidad del sistema de conectividad magmática pues el intrusivo cartografiado tiene una orientación con tendencia hacia el NE y cubre un área de cerca de 100 km², mientras que la imagen regional del área de estudio, que definiría un cuerpo magmático de dimensiones batolíticas, muestra una tendencia hacia el NW para un cuerpo de aproximadamente 1,250 km² (Figura 18).

En la zona de control correspondiente al plutón La Primavera se realizaron dos secciones transversales al modelo 3D de aproximadamente 13 km de longitud por 7 km de profundidad, que cortan al pPrimavera en una sección orientada NE-SW (Sección A-A') y otra con dirección W-E (Sección B-B') que se muestran en la Figura 19. La sección A-A' se muestra un cuerpo con alta magnetización sobresaliente "a" de más de $1.2 \frac{A}{m}$, cuya mayor parte está fuera de la sección, alejado de la zona cartografiada. Es importante su manifestación pues contrasta con un bajo de magnetización (menos de $-1.6 \frac{A}{m}$) el cual, en superficie estaría ubicado bajo una litología interpretada como gabrónica (KGa), por lo que debe tomarse dicha litología con reserva. El alto de magnetización "b" (Figura 19A) localizado a 4.7 km de A coincide con una planicie rellena de sedimentos bordeada por diorita principalmente. Cerca de esta zona se encuentra el dique granodiorítico que arrojó el valor más alto de susceptibilidad magnética. El bajo de magnetización (ubicado a 8 km de A ($0 \frac{A}{m}$)) coincide aproximadamente con la parte central del plutón definido por la presencia de diques félsicos concéntricos, aunque podría corresponder a colgantes en el plutón. Desde los 9.5 km de A, hasta el final de la sección en A', se encuentra el alto de magnetización "c" (Figura 19A) más prominente. Desafortunadamente, esa zona no fue visitada y le correspondería una secuencia metamórfica indiferenciada según el INEGI que, al igual que la litología en otros lugares de esta región, aún está por describirse. No obstante, es probable que dicho alto de magnetización se deba a la presencia de un intrusivo máfico.

La sección B-B' (Figura 19A) de 13 km de longitud coincide aproximadamente con el camino de terracería que atraviesa la zona de control. En esta sección se pueden apreciar con mayor definición los límites del cuerpo magnetizado "b" (Figura 19A) de aproximadamente 5 km, cuyos valores de magnetización son mayores a $1.2 \frac{A}{m}$ y que coincide con los afloramientos principalmente dioríticos. Estas zonas con marcado

contraste de magnetización tienen aspecto rectilíneo y vertical que sugieren cierto control estructural. Como es natural en los cuerpos plutónicos, los bajos de magnetización que se encuentran en su interior pueden corresponder a colgantes de rocas encajonantes, o bien ser intrusivos félsicos como la granodiorita que aflora hacia el borde oriental del plutón, la cual se manifiesta como un bajo de magnetización con valores menores $-1.0 \frac{A}{m}$. El cuerpo magnetizado "d" (Figura 19A) casi al final de la sección correspondería a un intrusivo máfico sepultado de menores dimensiones que los cuerpos descritos anteriormente.

La Figura 20 es el resultado del proceso de inversión magnética tridimensional del batolito La Primavera, en la cual se observan las isosuperficies de magnetización de 0.7 y $2 \frac{A}{m}$, denotadas en color gris y rosa, respectivamente. Dichas isosuperficies se consideran en este trabajo como aquellas que reflejan de mejor manera la geometría del pPrimavera a una profundidad de 7.5 km, dado que son las que coinciden con los datos estructurales, aeromagnéticos (reducidos al polo) y de las susceptibilidades medidas en superficie en la zona de control. En la Figura 20 se muestran los cuerpos de alta magnetización descritos en las secciones transversales A-A' y B-B' y sirven de referencia para extender las interpretaciones hacia los cuerpos adyacentes en el batolito La Primavera. Este conjunto de altos de magnetización da una buena idea de la complejidad que representa un sistema de conectividad magmática con plutones de aspecto composicionalmente zonado.

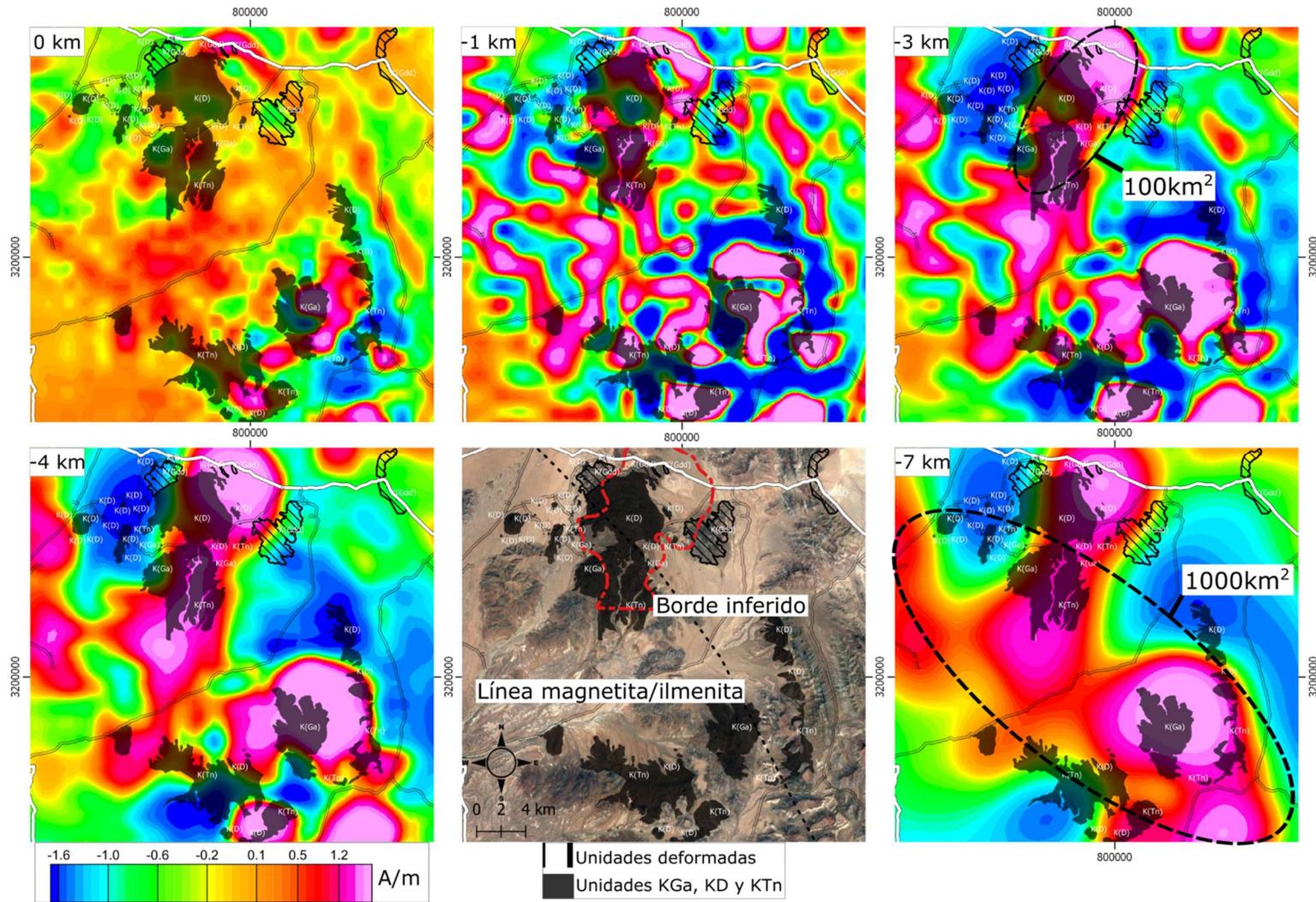


Figura 18. Secciones horizontales extraídas del modelo magnético tridimensional para diferentes valores de profundidad (z). En cada sección se muestra la litología que se infiere que se encuentra asociada con los altos magnéticos del área, derivado de las interpretaciones realizadas en la zona de control, así como las unidades deformadas asociadas a zonas de milonitización. Imagen satelital tomada de Google Earth (enero, 2021).

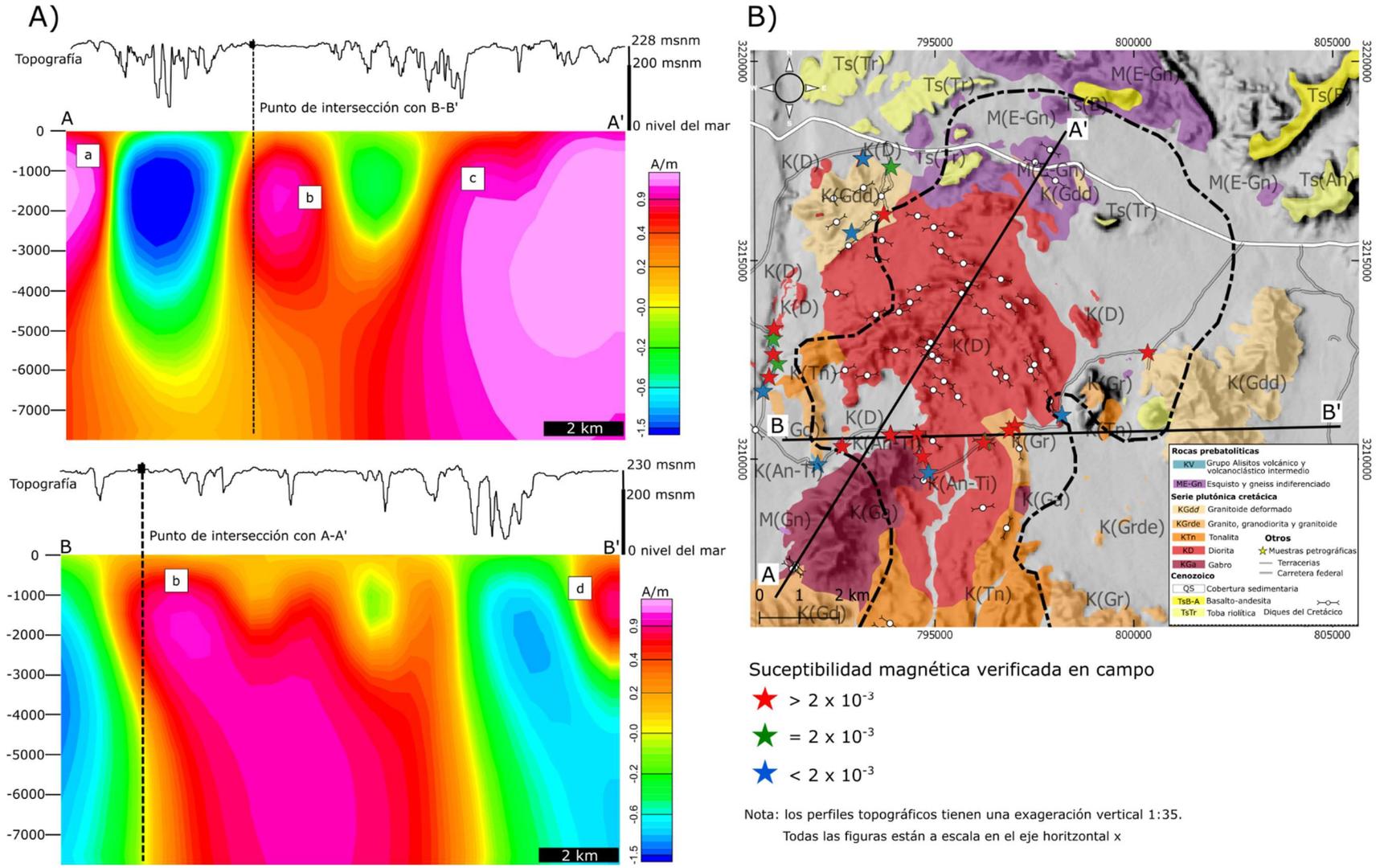


Figura 19. A) Secciones transversales en la zona de control. Los recuadros con letras representan los distintos cuerpos inferidos a partir de las secciones horizontales. **B)** Mapa mostrando la ubicación de las secciones transversales y el delineado de los bordes del cuerpo a profundidad interpretado de la sección horizontal a 1 km de profundidad.

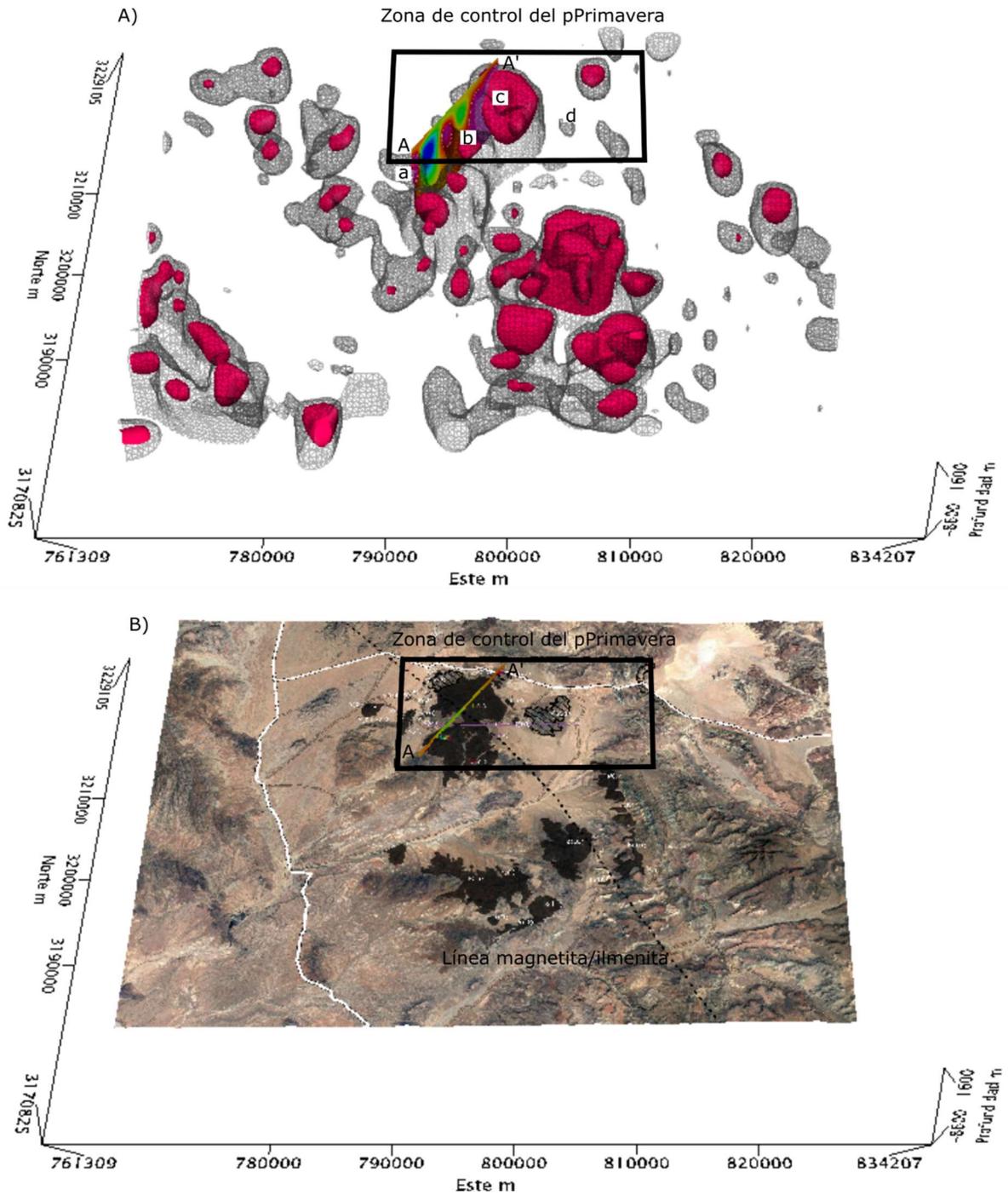


Figura 20. A) Modelo magnético tridimensional para toda la zona de estudio, sin exageración vertical. En gris se muestra la isosuperficie de magnetización = $0.7 \frac{A}{m}$, en rosa se muestra la isosuperficie de magnetización = $2 \frac{A}{m}$. En el modelo se observa la sección transversal B-B' como referencia. **B)** Imagen satelital de la zona de estudio donde se resaltan las litologías asociadas a los altos magnéticos derivado de la interpretación en la zona de control, así como las unidades deformadas asociadas a zonas de deformación. Inclínación = 48.4° . Imagen satelital tomada de Google Earth (enero, 2021).

4 Discusión

En los mapas magnéticos regionales de Baja California de Langenheim *et al.* (2014) destaca un alto magnético de grandes dimensiones que se separa de la franja que caracteriza a los plutones occidentales ricos en magnetita. En dicho rasgo de alta magnetización de dimensiones batolíticas, que se localiza hacia el oriente de esa franja, se ubica el plutón La Primavera (pPrimavera). El presumible complejo batolítico cubre un área aproximada de 500 km², en donde convergen las fronteras de cinturones de unidades litológicas prebatolíticas (Contreras-López *et al.*, 2020; Torres-Carrillo *et al.*, 2016; Schmidt *et al.*, 2014; Gastil *et al.*, 1975). El área está atravesada por la línea magnetita/ilmenita definida por Gastil *et al.* (1990) como una frontera entre regiones que contienen plutones ricos en magnetita en el occidente y plutones ricos en ilmenita en el oriente. Aparentemente la frontera también separa, *grosso modo*, a terrenos prebatolíticos cuya naturaleza es de arco oceánico en el occidente y de afinidad continental en el oriente (Contreras-López *et al.* 2018; Symons *et al.*, 2003). Los plutones del área de estudio no han sido fechados, pero se infiere que su edad debe ser cercana a los 100 Ma. Lo anterior se basa en que los fechamientos de plutones por diversos métodos, principalmente ⁴⁰Ar-³⁹Ar (biotita y hornblenda) y U-Pb (circones), indica que los intrusivos son sistemáticamente más jóvenes en dirección oeste-este (Contreras López, 2020; Ortega-Rivera, 2003), definiendo cinturones paralelos a la península. En ese sentido, el pPrimavera se localiza entre los *crontornos* de 110 y 100 Ma de Ortega-Rivera (2003), además de estar alineado con el plutón Compostela de edad U-Pb en circón de 97 ± 2.7 Ma (Torres-Carrillo *et al.*, 2016).

Con la finalidad de caracterizar el batolito desde los puntos de vista geológicos y magnetométrico se eligió la porción de 20 km² del norte del plutón La Primavera, que representa aproximadamente el 10% del batolito, como zona de control. El área muestra que el plutón es zonado, su interior predominantemente máfico está cortado por diques félsicos y otros lineamientos estructurales que le dan un aspecto concéntrico.

En la zona de control las rocas prebatolíticas están constituidas por metalavas y metasamitas interestratificadas, principalmente en las zonas oriental y norte. Las metalavas también pueden encontrarse como colgantes en las porciones centro y occidental. Se infiere que las rocas sedimentarias y volcánicas a 15 km al este del pPrimavera pertenecen a la secuencia jurásica descrita en la región entre el plutón Compostela hasta la sierra El Arco (Contreras-López *et al.*, 2020; Torres-Carrillo *et al.*, 2016). En esa misma región se desarrolla una zona con intenso cizallamiento transcurrente dextral orientado norte-sur que incluye granitoides igualmente cizallados. Del análisis petrográfico se interpreta que estos intrusivos no guardan relación con el pPrimavera pues contienen muscovita, su susceptibilidad magnética es muy

baja y en la zona no se observa ningún cuerpo de alta magnetización, lo que los hace similares a los plutones del oriente (Symons *et al.*, 2003).

En la parte oeste del plutón, otras lavas andesíticas en contacto con tonalitas tienen una asociación menos clara pues en esa zona no se encuentran metasedimentos, lo que hace probable que estén asociadas con la secuencia del Grupo Alisitos que aflora a 28 km al SW, en el cerro Santo Dominguito (Peña-Alonso *et al.*, 2012). Los protolitos de las rocas volcánicas encajonantes en toda la zona de control tienen un rango de composición modal basáltica a dacítica y, de sus asociaciones minerales (Tabla 2), se les asigna un grado metamórfico en la facies de esquistos verdes baja.

El pPrimavera, composicionalmente zonado, muestra una secuencia de eventos intrusivos que inicia con las rocas máficas. Las unidades de este grupo incluyen a los gabros y a las dioritas las cuales, debido a su baja viscosidad y posible velocidad alta de emplazamiento, desarrollan una textura principalmente isotrópica, donde la foliación magmática es poco evidente. Sin embargo, se distingue en el sector sur o centro del plutón, que la foliación magmática es casi vertical y no se encontraron rasgos de deformación, por lo que se puede sugerir que la foliación en este sector se debe al flujo del magma durante el emplazamiento del plutón. Se interpreta que los magmas máficos, emplazados en pulsos y por efectos de pérdida de calor desde sus bordes, facilitan el desarrollo de fracturas concéntricas por contracción. Los rasgos de contracción también se observan al interior del plutón a escala más pequeña, formando estructuras de aspecto columnar. Mineralógicamente las variaciones entre los gabros y las dioritas son sutiles y no son evidentes en el campo. Ambos tipos de roca contienen cantidades variables de hornblenda, la cual es el mineral máfico más abundante, seguido del clinopiroxeno, lo que indica que se trata de magmas máficos hidratados.

Los escasos afloramientos de tonalita se localizan en los bordes occidental y noroeste del plutón. En el NW se observan evidencias de mezcla entre la diorita y la tonalita, mientras que, en el oeste, la tonalita muestra foliación magmática y deformación, lo que indica un emplazamiento forzado en esa zona.

Los diques félsicos, que caracterizan el arreglo concéntrico de crestas alargadas, son principalmente de composición granodiorítica, en los cuales los minerales máficos característicos son la hornblenda y la biotita. Se infiere que su emplazamiento ocurrió a lo largo de las fracturas de enfriamiento de las rocas máficas. Las rocas graníticas fueron aparentemente las últimas fases en emplazarse. Su distribución irregular sugiere que son fases tardías que penetraron el sistema fracturado de las rocas máficas y desarrollaron texturas de exsolución acompañadas en baja proporción por minerales máficos hidratados,

típicos de granitos hipersolvus (Best, 2003). El emplazamiento del conjunto de rocas desde la tonalita hasta el granito debió intrusionar y levantar al cuerpo máfico, arrastrándolo a niveles más someros.

A partir de las secciones transversales (Figura 19A) se interpreta que el pPrimavera es un *stock* asociado a un sistema intrusivo de dimensiones mayores que se encuentra en la parte norte (Sección A-A'). El cuerpo máfico magnetizado es un cuerpo de aspecto cilíndrico con bordes subverticales marcados por los contrastes bien definidos con respecto a las rocas encajonantes y las unidades félsicas no magnetizadas y normalmente deformadas. Casi al final de la sección B-B' se observa una zona de baja magnetización que es subvertical buzando hacia el oriente (Figura 21). Esta zona es correspondiente a una litología granodiorítica en donde se desarrolla una topografía accidentada, la cual puede ser el reflejo de estructuras profundas de emplazamiento, que en la superficie se asocia con rocas milonitizadas.

La deformación por sectores (Figura 15 y 21) sugiere el movimiento de un bloque rígido formado por rocas máficas, la cual se explica de la solución del análisis de esfuerzos siguiente: en el NE el plano promedio de fallamiento se orienta hacia el NW buzando hacia el NE ($318^{\circ}/72^{\circ}$), σ_1 es prácticamente horizontal con dirección NE ($024^{\circ}/003^{\circ}$); en el NW el plano promedio de fallamiento se orienta hacia el NE ($247^{\circ}/70^{\circ}$) y σ_1 es casi horizontal con dirección N ($001^{\circ}/018^{\circ}$); en el W el plano promedio de fallamiento se orienta hacia el NE ($242^{\circ}/53^{\circ}$) con σ_1 dirigido hacia el E ($114^{\circ}/008^{\circ}$). Se interpreta que durante el emplazamiento de las unidades félsicas se desarrolló una zona de deformación regional que coincide con la orientación de las unidades protomilonitizadas, particularmente las del extremo oriental del área de control (E1 en la Figura 15). Esa zona de deformación se extiende por lo menos hasta el NW del plutón Compostela, cerca de la misión de San Borja (M.S.B. en la Figura 8). Algunas rocas félsicas muestran fábricas protomiloníticas y miloníticas de forma que su emplazamiento pudo ser simultáneo a la deformación regional. A partir de esta interpretación se infiere que la fracción félsica del plutón se emplazó probablemente en un nivel cortical somero.

La deformación en el pPrimavera puede estar ligada al emplazamiento forzado del plutón y/o al evento regional que ocurrió entre los ca. 115 y 100 Ma, asociado con la convergencia del segmento de arco Alisitos contra el margen continental (Alsleben *et al.*, 2014; Schmidt *et al.*, 2014; Johnson *et al.*, 1999). Evidencias de dicho evento incluyen a la cabalgadura de San Pedro Mártir, donde se yuxtaponen el arco Alisitos y el margen continental del NW de México en una zona de sutura de aproximadamente 20 km de ancho (Johnson *et al.*, 1999). También en la Sierra Calamajué se han reportado tres fases de deformación. El primer evento afectó únicamente a las rocas paleozoicas y su edad se acota con base en análisis de circones detríticos en las secuencias sedimentarias de ca. 330–295 Ma (Alsleben *et al.*, 2014 y sus

referencias). La segunda fase, la cual Alsleben *et al.* (2014) asocian con la colisión de Alisitos, se estima entre ca. 112-100 Ma a partir de análisis de circones detríticos en secuencias turbidíticas deformadas y la edad U-Pb de un *stock* sin deformación, respectivamente. El tercer evento es menos claro, pero afecta a todas las unidades de esta zona y se infiere que pudo estar asociado al último incremento de la actividad magmática que se manifiesta por el masivo plutonismo regional posterior a ca. 100 Ma (Alsleben *et al.*, 2012; 2014; Kimbrough *et al.*, 2001).

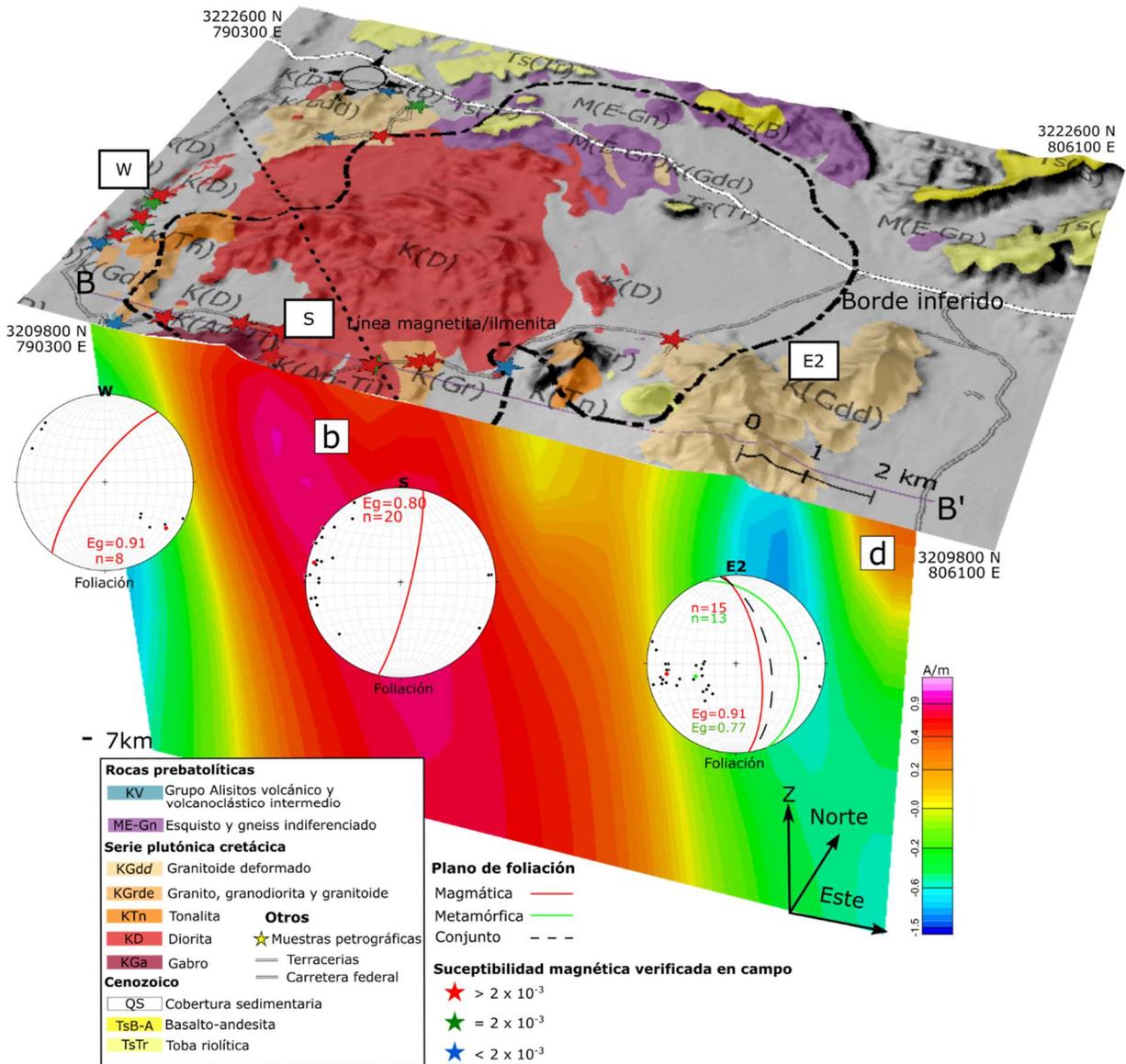


Figura 21. Sección transversal B-B' de valores de magnetización y litología de la zona de control. El borde inferido del cuerpo se interpretó de la sección horizontal a -1 km. También se muestran los estereogramas de las foliaciones que se aproximan a la sección transversal B-B'. Las letras b y d corresponden a cuerpos máficos interpretados. El bajo de magnetización al final la sección transversal B-B' se asocia con la zona de deformación observada en el cuerpo granodiorítico en la superficie. Las letras W (Sector occidental), S (Sector sur) y E2 (Sector oriental 2) corresponden a la división por sectores de la sección estructural. Inclínación = 36°.

El último evento geológico que se manifiesta en el área de estudio es el emplazamiento de los diques máficos rectilíneos que cortan a todas las unidades. Estos diques se orientan entre 315° y 340° (Figura 14), son de composición modal basáltico-andesítica. Se asocian al evento volcánico miocénico posterior a los depósitos ignimbríticos que forman las mesetas formadas por los amplios derrames basáltico-andesíticos fechados en ca. 12 Ma en Bahía de los Ángeles (Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999).

Finalmente, se destaca la relevancia de la zona de estudio debido a que, de acuerdo con la interpretación de los análisis magnético y geológico, así como con el contexto tectónico regional, se sugiere que el batolito La Primavera, al que pertenece el plutón Primavera en su porción norte, pudo haberse emplazado en una zona de sutura entre el arco Alisitos del Jurásico-Cretácico y una fracción del margen continental representado por una litología correlacionable con el Grupo Ballenas del Paleozoico.

5 Conclusiones

1. El plutón La Primavera es un *stock* que forma parte de un batolito caracterizado por su señal magnética alta, mayor de 400 nT, en un área de más de 500 km², que lo hace similar a los plutones de la zona occidental de Cinturón Batolítico Peninsular del Cretácico.
2. Está emplazado donde convergen las fronteras de cinturones de unidades litológicas jurásicas en el occidente y posiblemente paleozoicas en el oriente.
3. El plutón La Primavera está concéntricamente zonado, su núcleo es más antiguo y de composición diorítica y gabrónica. Sus márgenes de composición tonalítica a granítica están mayormente deformados.
4. A partir de fechamientos U-Pb en circones de plutones zonados similares, emplazados desde Nuevo Rosarito hasta Calmallí, se infiere que la edad del plutón es cercana a los 100 Ma.
5. La secuencia de eventos intrusivos en el plutón La Primavera inicia con las rocas máficas principalmente isotrópicas sin deformación, seguido por pulsos félsicos con foliación magmática, deformación y fallamiento por emplazamiento forzado.
6. Los diques félsicos con arreglo concéntrico forman crestas alargadas emplazadas a lo largo de las fracturas de enfriamiento de las rocas máficas rígidas.
7. Las secciones transversales muestran un cuerpo máfico magnético de aspecto cilíndrico con bordes subverticales.
8. El bajo de magnetización subvertical del oriente del plutón, en el cuerpo granodiorítico, se asocia con rocas milonitizadas.
9. Los análisis magnético y geológico en el contexto tectónico regional sugieren que el batolito La Primavera pudo haberse emplazado en una zona de convergencia entre el arco Alisitos del Jurásico-Cretácico y una fracción del margen continental.

Literatura citada

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N., Fisher, D., 2012. Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology: Cambridge University Press.
- 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. *Geological Society of America Memoirs*, 211, 691-711.
- Alsleben, H., Wetmore, P.H., Gehrels, G.E., Paterson, S.R., 2012. Detrital zircon ages in Paleozoic and Mesozoic basement assemblages of the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Constraints for depositional ages and provenance. *International Geology Review*, 54(1), pp.93-110.
- Bautista, F., Cejudo-Ruiz, R., Aguilar-Reyes, B., Gogichaishvili, A., 2014. El potencial del magnetismo en la clasificación de suelos: una revisión. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(2), pp.365-376.
- Bhattacharyya, B.K., 1964. Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization. *Geophysics*, 29(4), pp.517-531.
- Best, M. G., 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. Blackwell Science Ltd, 2nd ed., 719 pp.
- Bucher, K. y Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Science & Business Media.
- Burchardt, S., Walter, T.R., Tuffen, H., 2018. Growth of a volcanic edifice through plumbing system processes—volcanic rift zones, magmatic sheet-intrusion swarms and long-lived conduits. En: *Volcanic and Igneous Plumbing Systems* (pp. 89-112). Elsevier.
- Campbell, M. y Crocker, J. (1993). Geology west of Canal de Ballenas, Baja California, Mexico. In: *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*, in, Gastil, R.G., Miller, R.H., eds., *Special Paper Geological Society of America* 279, 61-76.
- Cashman, K.V., Sparks, R.S.J., Blundy, J.D., 2017. Vertically extensive and unstable magmatic systems: a unified view of igneous processes. *Science*, 355(6331).
- Clark, D.A., 1997. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17, pp.83-104.
- 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), pp.1568-1587.
- 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, A.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*, pp.1-28.
- 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*, 88, pp.568-588.
- Davis, G. H., Reynolds, S. J., Kluth, C. F., 2011. *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley & Sons.
- Delgado-Argote, L. A., P. Avilez Serrano, X. G. Torres Carrillo, T. A. Peña Alonso, B. Weber, 2012. Petrologic features and tectonic context of discrete plutons in the southwestern margin of the peninsular ranges batholith, Mexico. En 2012 GSA Cordilleran Section Meeting Del 29 al 31 de marzo. Juriquilla, Querétaro, México. Vol. 44, pp 74. Geological Society of America.
- Delgado-Argote, L.A. y 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), pp.29-46.
- Frost, B. R., Frost, C. D., 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of petrology*. 49, 11, 1955-1969.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H., U 1984. *Pyroclastic rocks*. Heidelberg ua.
- Gastil, R.G., Diamond, J., Knaack, C., Wallawander, M., Marshall, M., Boyles, C., Chadwick, B., Erskine, B., 1990. The problem of the magnetite/ilmenite boundary in southern and Baja California. En: Anderson, J.L., ed., *The nature and origin of cordilleran magmatism: Geological Society of America Memoir*, 174, 19–32.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P., Allison, G.C., 1975. *Reconnaissance geology of the state of Baja California: Geological Society America Memoir*, 140, 170.
- Gill, R., 2010. *Igneous rocks and processes, a practical guide*. Wiley-Blackwell, 472 p.
- Glazner, A.F., Bartley, J.M., Coleman, D.S., 2016. We need a new definition for “magma”. *Eos*, 97.
- Gudmundsson, A., 2012. Magma chambers: Formation, local stresses, excess pressures, and compartments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 237, pp.19-41.
- Harsh G. y Sukanta R., (2007). In chapter 5 from: *Geothermal energy an alternative resource for the 21 century*. Oxford, UK., Elsevier B.V.
- Herzig, C.T., Kimbrough, D.L., Morton, D.M., Miller, F.K., 2014. Santiago Peak volcanics: Early Cretaceous arc volcanism of the western Peninsular Ranges batholith, southern California. *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California: Geological Society of America Memoir*, 211, pp.345-3.
- Hildebrand, R.S. y 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*, pp.399-458.

- Howie, R.A., Zussman, J. y Deer, W., 1992. An introduction to the rock-forming minerals (p. 696). Longman.
- Hrouda, F., Chlupacova, M. y Chadima, M., 2009. The use of magnetic susceptibility of rocks in geological exploration. Terraplus, Brno, 2016.
- Isles, D.J. y Rankin, L.R., 2013. Geological interpretation of aeromagnetic data. Society of Exploration Geophysicists and Australian Society of Exploration Geophysicists.
- Johnson, S.E., Schmidt, K.L., Tate, M.C., 2002. Ring complexes in the Peninsular Ranges Batholith, Mexico and the USA: magma plumbing systems in the middle and upper crust. *Lithos*, 61(3-4), pp.187-208.
- 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), pp.743-746.
- Kimbrough, D.L., Smith, D.P., Mahoney, J.B., Moore, T.E., Grove, M., Gastil, R.G., Ortega-Rivera, A., 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), pp.491-494.
- Langenheim, V.E., Jachens, R.C., Aiken, C., 2014. Geophysical framework of the Peninsular Ranges batholith—Implications for tectonic evolution and neotectonics. *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California: Geological Society of America Memoir*, 211, pp.1-20.63.
- Magee, C., Stevenson, C.T., Ebmeier, S.K., Keir, D., Hammond, J.O., Gottsmann, J.H., Whaler, K.A., Schofield, N., Jackson, C.A., Petronis, M.S., O’Driscoll, B., 2018. Magma plumbing systems: a geophysical perspective. *Journal of Petrology*, 59(6), pp.1217-1251.
- Marrett, R. A., y Allmendinger, R. W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data: *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 973-986.
- Marsh, B.D., 2000. Magma chambers. En: *Encyclopedia of Volcanoes*, Sigurdsson, H. (editor), Academic Press, 191-205.
- 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. doi:10.1130/0-8137-2374-4.297
- Peña-Alonso, T.A., Delgado-Argote, L.A., Molina-Garza, R.S., 2015. Early Cretaceous pre-batholith dextral-transpression in the central Baja California peninsula: the record of the La Unión complex, Baja California, Mexico. *International Geology Review*, 57(1), pp.28-54.
- Peña-Alonso, T.A., Delgado-Argote, L.A., Weber, B., Velasco-Tapia, F., Valencia, V., 2012. Geology and emplacement history of the Nuevo Rosarito plutonic suite in the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 29(1), pp.1-23.
- Sinton, J. M., Langmuir, C. H., Bender, J. F., Detrick, R. S. D., 1992. What is a magma chamber?. *RIDGE Events*, 3, (1), 46-49.

- 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. *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California*, 211, p.645.
- 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.
- Schmidt, K.L., Wetmore, P.H., Johnson, S.E., Paterson, S.R., 2002. Controls on orogenesis along an ocean-continent margin transition in the Jura-Cretaceous Peninsular Ranges batholith. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, pp.49-72.
- Schmincke, H.U., 2004. Volcanic hazards, volcanic catastrophes, and disaster mitigation. In *Volcanism* (pp. 229-258). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Spera, F.J., 2000. Physical properties of magma. *Encyclopedia of Volcanoes*.
- Symons, D.T.A., Walawender, M.J., Smith, T.E., Molnar, S.E., Harris, M.J., Blackburn, W.H., 2003. Palaeomagnetism and geobarometry of the La Posta pluton, California, in Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., Martín-Barajas, A., eds., *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA*: Boulder, CO: Geological Society of America Special Paper 374, p. 135–155.
- Torres-Carrillo, X.G., Delgado-Argote, L.A., Böhnell, 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(4), pp.489-509.
- Wilson, M., 1989. Review of Igneous Petrogenesis: A global Tectonic Approach. *Terra Nova*, 1(2), pp.218-222.
- Wetmore, P.H., Schmidt, K.L., Paterson, S.R., Herzig, C., 2002. Tectonic implications for the along-strike variation of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California. *Geology*, 30(3), pp.247-250.